Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes

International Commission for the Hydrology of the Rhine Basin

Das Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert

Analyse, Veränderungen, Trends

Jörg Uwe Belz
Gerhard Brahmer
Hendrik Buiteveld
Heinz Engel
Ralf Grabher
Hanspeter Hodel
Peter Krahe
Rita Lammersen
Maria Larina
Hermann-Gregor Mendel
Andreas Meuser
Gabriele Müller
Barbara Plonka
Laurent Pfister
Wout van Vuuren

Bericht Nr. I-22 der KHR

CHR
KHR

Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes

International Commission for the Hydrology of the Rhine Basin

Das Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert

Analyse, Veränderungen, Trends

Jörg Uwe Belz, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
Gerhard Brahmer, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden
Hendrik Buiteveld, Rijkswaterstaat – Waterdienst, Lelystad
Heinz Engel, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
Ralf Grabher, Amt der Vorarlberger Landesregierung, Abt. Wasserwirtschaft, Hydrographischer Dienst, Bregenz
Hanspeter Hodel, Bundesamt für Umwelt, Bern
Peter Krahe, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
Rita Lammersen, Rijkswaterstaat – Waterdienst, Lelystad
Maria Larina, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
Hermann-Gregor Mendel, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
Andreas Meuser, Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz
Gabriele Müller, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Hydrographisches Zentralbüro, Wien
Barbara Plonka, Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz
Laurent Pfister, Centre de Recherche Public Gabriel Lippmann, Luxemburg
Wout van Vuuren, Rijkswaterstaat – Waterdienst, Lelystad

Mit einem Beitrag von Regula Frauenfelder-Kääb (Kap. 7)

bfg Bundesanstalt für Gewässerkunde
HLUG
Vorarlberg unser Land
Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra
Swiss Confederation
Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz
Centre de Recherche Public Gabriel Lippmann
lebensministerium.at

Bericht Nr. I-22 der KHR

© 2007, KHR/CHR

ISBN 978-90-70980-33-7

Die KHR/CHR-Projektgruppe:

Jörg Uwe Belz (*Projektleiter*)
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Am Mainzer Tor 1
56068 Koblenz
Deutschland

Dr. Gerhard Brahmer
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustr. 186
65203 Wiesbaden
Deutschland

Hendrik Buiteveld
Rijkswaterstaat - Waterdienst
Postbus 17
8200 AA Lelystad
Niederlande

Heinz Engel
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Am Mainzer Tor 1
56068 Koblenz
Deutschland

Ralf Grabher
Amt der Vorarlberger Landesregierung
Abt. Wasserwirtschaft
Hydrographischer Dienst
Jahnstrasse 13-15
6901 Bregenz
Österreich

Dr. Hanspeter Hodel
Bundesamt für Umwelt
3003 Bern
Schweiz

Peter Krahe
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Am Mainzer Tor 1
56068 Koblenz
Deutschland

Dr. Rita Lammersen
Rijkswaterstaat - Waterdienst
Postbus 17
8200 AA Lelystad
Niederlande

Maria Larina
Bundesanstalt für Gewässerkunde
Am Mainzer Tor 1
56068 Koblenz
Deutschland

Dr. Andreas Meuser
Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz
Am Zollhafen 9
55118 Mainz
Deutschland

Dr. Gabriele Müller
Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
Abt. VII3 Wasserhaushalt
Hydrographisches Zentralbüro
Marxergasse 2
1030 Wien
Österreich

Dr. Laurent Pfister
Centre de Recherche Public - Gabriel Lippmann
41, rue du Brill
4422 Belvaux
Luxemburg

Barbara Plonka
Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz
Am Zollhafen 9
55118 Mainz
Deutschland

Wout van Vuuren
Rijkswaterstaat - Waterdienst
Postbus 17
8200 AA Lelystad
Niederlande

Vorwort

Prof. Dr. Manfred Spreafico

Inhaltsverzeichnis

Seite

1 Zusammenfassung **1**

2 Grundlegendes zu vorliegendem Projektbericht **5**

2.1 Einführung und Zielstellung 5

2.2 Aufbau des Berichts 7

3 Das Rheineinzugsgebiet: Naturräumliche Gliederung und Gewässernetz **9**

4 Datenbasis und Untersuchungsmethoden **13**

4.1 Regionale Differenzierung der Untersuchung in Teileinzugsgebiete 13

4.2 Datenbasis der Untersuchung 17
4.2.1 Prüfung und Aufbereitung hydrologischer Datenreihen 17
4.2.2 Prüfung und Aufbereitung hydrometeorologischer Datenreihen 19
4.2.3 Datenbank 24

4.3 Datenanalyse 25
4.3.1 Anmerkungen zu Auswahl und Anwendung von statistischen Methoden und Kenngrößen zur Untersuchung von Abflussdaten 25
4.3.1.1. Synthetische Testreihen mit vorgegebenen Inhomogenitäten 25
4.3.1.2. Vergleich nichtparametrischer und parametrischer Testverfahren zur Prüfung der Trendsignifikanz 25
4.3.1.3 Festlegung von Signifikanzniveaus für die Erkennung von Trends bzw. Inhomogenitäten 26
4.3.1.4 Festlegung von Schwellenwerten für die Serienbildung, angewendete Verfahren 27
4.3.2 Angewendete Verfahren 27

5 Grundlegendes zu Wasserkreislauf und Abflussbildung **29**

6 Untersuchungsergebnisse zum Klimaverlauf des 20. Jahrhunderts im Rheingebiet **33**

6.1 Lufttemperatur und Schneedeckendauer 35

6.2 Gebietsniederschlag 39

6.3 Gras-Referenzverdunstung und Klimatische Wasserbilanz 43

6.4 Änderung der atmosphärischen Zirkulation und ihre Relation zum Niederschlag im Rheingebiet 47
6.4.1 Kenngrößen der atmosphärischen Zirkulation 47
6.4.2 Zusammenhang zwischen Großwetterlage und Niederschlag 48
6.4.3 Zeitlicher Verlauf von Großwetterlage und Niederschlag 51

Seite

7 Veränderung der Alpengletscher und ihr Einfluss auf den Abfluss im Rhein 55

7.1 Lage und aktuelle Vergletscherung 56

7.2 Verwendete Methoden 59

7.3 Wichtigste Untersuchungsergebnisse 61

7.4 Hydrologische Bedeutung des Gletscherrückgangs 64

8 Charakterisierung des Abflussregimes im Rheingebiet 67

9 Anthropogene Einwirkungen auf das Abflussregime 73

9.1 Wasserbauliche Maßnahmen an Fließgewässern 73

9.2 Speicherseen 77

9.3 Zu- und Ableitungen 78

9.4 Landnutzung 79

10 Die Entwicklung der Abflussverhältnisse des 20. Jahrhunderts im Rheingebiet 83

10.1 Mittlere Abflüsse 102
10.1.1 Veränderungen der mittleren Abflüsse und Gebietsniederschlagssummen im Alpen-, Hoch- und Oberrheingebiet 107
10.1.1.1 Wirkprozesse im Zusammenhang mit Abflussregimeänderungen im südlichen Rheingebiet 111
10.1.1.2 Zusammenspiel der Wirkprozesse 118
10.1.1.3 Besondere Entwicklungen 120
10.1.1.4 Veränderungen der mittleren Abflüsse im Oberrheingebiet 123
10.1.2 Veränderungen der mittleren Abflüsse im Mittel- und Niederrheingebiet 129
10.1.3 Ausmaß der Veränderungen der mittleren Abflüsse im Überblick 136

10.2 Niedrigwasserextreme 137

10.3 Hochwasserextreme 142

11 Ausblick 147

Literatur 149

Begriffe und Abkürzungen 160

Allgemeine Informationen über die KHR 162

Seite

KHR-Veröffentlichungen **163**

Anhang **167**

Anhang A1 Angewandte Methoden der Datenanalyse für die Kenngrößen von Niederschlag und Abfluss 169

Anhang A2 Zur Erläuterung der Großwetterlagen nach HESS & BREZOWSKY 179

Anhang A3 Charakterisierung niederschlagsreicher Großwetterlagen (WZ, Ws und TM nach GERSTENGARBE & WERNER, 1999) 181

Anhang A4 Beschreibung der Rheinregime-Datenbank 185

Anhang A5 Ergebniszusammenfassungen für die einzelnen Teileinzugsgebiete der Untersuchung 189

Abbildungsverzeichnis

		Seite
Abb. 2.1	Rheineinzugsgebiet	5
Abb. 3.1	Schematisches Längsprofil des Rheins zwischen Ilanz (CH) und Lobith (NL)	10
Abb. 4.1	Die 38 Teileinzugsgebiete der Studie	15
Abb. 4.2	Repräsentanz der Klimastationen im Rheingebiet in einem Umkreis von ~ 75 km (Einzugsgebiet bis Basel) und 150 km (Einzugsgebiet Basel bis Lobith) sowie Abgrenzungen der 7 Regionen für die Analyse der Gebiets-Mittel hydrometeorologischer Reihen	21
Abb. 5.1	Wasserkreislauf und direkte Einwirkung des Menschen auf den Abflussprozess	30
Abb. 5.2	Schematische Darstellung des Abflussprozesses	30
Abb. 6.1	Monatsmittel mit Standardabweichung (links) und Trend/Rausch-Verhältnis der Monatsmittel (rechts) der Lufttemperatur im Rheingebiet für die Zeitreihe 1901-2000	34
Abb. 6.2	Monatsmittel mit Standardabweichung (links) und Trend/Rausch-Monatssummen (rechts) der Gras-Referenzverdunstung im Rheingebiet für die Zeitreihe 1901-2000	35
Abb. 6.3	Monatsmittel mit Standardabweichung (links) und Trend/Rausch-Verhältnis der Monatssummen (rechts) des Gebietsniederschlages im Rheingebiet für die Zeitreihe 1901-2000	35
Abb. 6.4	Jahreswerte, linearer Trend und vieljähriger Mittelwert der Zeitreihe 1901-2000 der Lufttemperatur (oben) und des Gebietsniederschlages (unten) für das Rheingebiet	37
Abb. 6.5	Jahreswerte, linearer Trend und vieljähriger Mittelwert der Zeitreihe 1901-2000 der Gras-Referenzverdunstung (oben) sowie der Klimatischen Wasserbilanz (unten) im Rheingebiet	38
Abb. 6.6	Standardisierte Dekadenmittel der Lufttemperatur im Rheingebiet für das hydrologische Winter- (oben) und Sommerhalbjahr (unten) für die Zeitreihe 1901-2000	41
Abb. 6.7	Standardisierte Dekadenmittel des Gebietsniederschlages im Rheingebiet für das hydrologische Winter- (oben) und Sommerhalbjahr (unten) für die Zeitreihe 1901-2000	42
Abb. 6.8	Trends und Tendenzen der Halbjahres- und Jahreswerte des Gebietsniederschlages für Teileinzugsgebiete des Rheingebietes für die Zeitreihe 1901-2000 und 1951-2000	43
Abb. 6.9	Standardisierte Dekadenmittel der jährlichen Lufttemperatur im Rheingebiet	45
Abb. 6.10	Standardisierte Dekadenmittel der jährlichen Gebietsniederschlags- und Gras-Referenzverdunstungshöhe sowie der klimatischen Wasserbilanz für das Rheingebiet	45
Abb. 6.11	Gegenüberstellung der standardisierte Dekadenmittel der jährlichen Klimatischen Wasserbilanz für das Rheingebiet und der Abflusshöhe am Pegel Köln	46
Abb. 6.12	Mittlerer täglicher Gebietsniederschlag im hydrologischen Winterhalbjahr für Teileinzugsgebiete des Rheins an Tagen bei denen eine als feucht" eingestufte Großwetterlage vorherrschte (links). Anteil dieses Niederschlages am mittleren Tagesniederschlag des hydrologischen Winterhalbjahres (rechts)	49

		Seite
Abb. 6.13	Mittlerer täglicher Gebietsniederschlag im hydrologischen Sommerhalbjahr für Teileinzugsgebiete des Rheins an Tagen bei denen eine als "feucht" eingestufte Großwetterlage vorherrschte (links). Anteil dieses Niederschlages am mittleren Tagesniederschlag des hydrologischen Sommerhalbjahres (rechts)	49
Abb. 6.14	Mittlerer täglicher Gebietsniederschlag im hydrologischen Winterhalbjahr für Teileinzugsgebiete des Rheins an Tagen bei denen die Großwetterlage "Zyklonal West" vorherrschte (links). Anteil dieses Niederschlages am mittleren Tagesniederschlag des hydrologischen Winterhalbjahres (rechts)	50
Abb. 6.15	Mittlerer täglicher Gebietsniederschlag im hydrologischen Sommerhalbjahr für Teileinzugsgebiete des Rheins an Tagen bei denen die Großwetterlage "Zyklonal West" vorherrschte (links). Anteil dieses Niederschlages am mittleren Tagesniederschlag des hydrologischen Sommerhalbjahres (rechts)	50
Abb. 6.16	Gegenüberstellung der Dekadenwerte der standardisierten Häufigkeiten der Differenz von Tagen der als "feucht" und als "trocken" eingestuften GWL's sowie der GWL "Zyklonal West" zu den Dekadenmitteln der Gebietsniederschlagshöhe für das hydrologische Winterhalbjahr	52
Abb. 6.17	Gegenüberstellung der Dekadenwerte der standardisierten Häufigkeiten der Differenz von Tagen der als "feucht" und als "trocken" eingestuften GWL's sowie der GWL "Hoch Mitteleuropa" zu den Dekadenmitteln der Gebietsniederschlagshöhe für das hydrologische Sommerhalbjahr	52
Abb. 7.1	Hydrologisches Einzugsgebiet des Pegels Ilanz/Vorderrhein	56
Abb. 7.2	Anzahl Gletscher pro Gletschergrößenklasse im Untersuchungsgebiet um 1850 (links) und 2000 (rechts)	58
Abb. 7.3	Flächenanteile der verschiedenen Gletschergrößenklassen an der Gesamtvergletscherung des Untersuchungsgebietes, jeweils in Bezug auf das Jahr 1850 (links), bzw. 2000 (rechts)	58
Abb. 7.4	Gesamtgletscherflächen 1850, 1973 und 2000 sowie Flächenänderungen 1850-1973, 1973-2000 und 1850-2000 im Einzugsgebiet des Pegels Ilanz	61
Abb. 7.5	Gletscherflächen im Untersuchungsgebiet um1850 (rosa), 1973 (hellgrün) und 2000 (hellblau)	62
Abb. 7.6	Geschätzte Gesamtgletschervolumen 1850, 1973 und 2000 und Volumenänderungen 1850-1973, 1973-2000 und 1850-2000 im Einzugsgebiet des Pegels Ilanz	63
Abb. 7.7	Kumulative Längenänderungen (ab Messbeginn bis 2000) der vier Messnetzgletscher des Schweizerischen Gletschermessnetzes, die innerhalb oder nahe des Untersuchungsgebiets liegen	64
Abb. 8.1	(Vorder-)Rhein am Pegel Ilanz: Abflussregime (Koeff. Nach Pardé), Zeitraum 1951-2000	67
Abb. 8.2	Aare am Pegel Brugg: Abflussregime (Koeff. Nach Pardé), Zeitraum 1951-2000	67
Abb. 8.3	Main am Pegel Würzburg: Abflussregime (Koeff. Nach Pardé), Zeitraum 1951-2000	68
Abb. 8.4	Veränderung des Abflussregimes des (Ober-)Rheins Abflussregime	69

		Seite
	(Koeff. Nach Pardé), Zeitraum 1951-2000	
Abb. 8.5	Mosel am Pegel Cochem: Abflussregime (Koeff. Nach Pardé), Zeitraum 1951-2000	70
Abb. 8.6	Veränderung des Abflussregimes des Rheins unterhalb der Mosel-Einmündung (Koeff. Nach Pardé), Zeitraum 1951-2000	70
Abb. 8.7	Sieg am Pegel Siegburg-Kaldauen: Abflussregime (Koeff. Nach Pardé), Zeitraum 1951-2000	71
Abb. 9.1	Schematische Darstellung der den Abfluss bzw. den Wasserkreislauf beeinflussenden anthropogenen Maßnahmen	74
Abb. 10.1a	Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	84
Abb. 10.1b	Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	85
Abb. 10.1c	Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von NM7Q und NM21Q im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	86
Abb. 10.1d	Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von NM7Q und NM21Q im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	87
Abb. 10.1e	Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von HQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	88
Abb. 10.1f	Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von HQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	89
Abb. 10.1g	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Jahres-Zeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	90
Abb. 10.1h	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Winter-Halbjahreszeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	91
Abb. 10.1i	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Sommer-Halbjahreszeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	92
Abb. 10.1j	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Jahres-Zeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	93
Abb. 10.1k	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Winter-Halbjahreszeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	94
Abb. 10.1l	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Sommer-Halbjahreszeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	95
Abb. 10.1m	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Jahres-Serien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	96
Abb. 10.1n	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Winter-Halbjahresserien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	97
Abb. 10.1o	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Sommer-Halbjahresserien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000	98
Abb. 10.1p	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Jahres-Serien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	99
Abb. 10.1q	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Winter-Halbjahresserien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	100

		Seite
Abb. 10.1r	Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte in den Sommer-Halbjahresserien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000	101
Abb. 10.2a+b	Veränderungen des Abflussregimes an Pegeln entlang des Rheins: Differenzen der monatlichen Pardé-Koeffizienten des Zeitraumes 1976-2000 zu denjenigen der Periode 1901-1925	103
Abb. 10.3	Pegel Basel/Rhein: Mittlere Abflüsse unter Bezug auf Gesamtjahr (oben), (Mitte) Winter- und (unten) Sommerhalbjahr, Periode 1901-2000	107
Abb. 10.4	Rheingebiet bis Basel: Entwicklung der Gebietsniederschlagssummen mit Bezug auf Gesamtjahr (oben), (Mitte) Winter- und (unten) Sommerhalbjahr, Periode 1901-2000	108
Abb. 10.5	Pegel Basel / Rhein: Entwicklung des Abflussregimes (PARDÉ) im 20. Jahrhundert anhand des Jahresgangs der mMQ	110
Abb. 10.6	Teileinzugsgebiet Basel / Rhein: Entwicklung des Jahresgangs der Gebietsniederschlags-Monatssummen (standardisiert nach PARDÉ) im 20. Jahrhundert	110
Abb. 10.7	Hoch- und Alpenrheingebiet: Trendentwicklung der Variabilität von Niederschlag und Abfluss unterschiedlicher Untersuchungsperioden im 20. Jahrhundert	111
Abb. 10.8	Rhein am Pegel Diepoldsau: Tages- und Monatsgang des Abflusses in den Vergleichsjahren 1920 (ohne…) und 1995 (…mit Speicherbewirtschaftung)	114
Abb. 10.9	Entwicklung der Wasserbilanz im Teileinzugsgebiet bis Basel im 20. Jahrhundert	116
Abb. 10.10	Gegenüberstellung der Ergebnisse der Trendanalyse zu mittleren Abflüssen (MQ) und Gebietsniederschlagsssummen (SumhN) der Stationen bzw. Teileinzugsgebiete an Alpen-, Hoch- und Oberrhein (unterschiedliche Bezugszeiträume)	119
Abb. 10.11	Ergebnisse der Trendanalyse bezüglich der Veränderung der mittleren Abflüsse, der Gebietsniederschläge und deren Variabilität im Einzugsgebiet der Reuss	121
Abb. 10.12	Pegel Worms / Rhein: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert	125
Abb. 10.13	Trend und Trendelimination für MQs-Reihe des Neckar am Pegel Rockenau vor dem Hintergrund der bestehenden Trinkwasserüberleitung, Zeitraum 1951-2000	127
Abb. 10.14	Pegel Würzburg / Main: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert	128
Abb. 10.15	Pegel Pettstadt / Regnitz: Veränderung des Abflussregimes im Zeitraum 1951-2000	129
Abb. 10.16	Pegel Kaub / Rhein: Mittlere Abflüsse unter Bezug auf Gesamtjahr (oben), (Mitte) Winter- und (unten) Sommerhalbjahr, Periode 1901-2000	130
Abb. 10.17	Pegel Kaub / Rhein: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert	131
Abb. 10.18	Teileinzugsgebiet Kaub / Rhein: Entwicklung des Jahresganges der Gebietsniederschlags-Monatssummen (standardisiert nach PARDÉ) im 20. Jahrhundert	131
Abb. 10.19	Änderung der innerjährlichen Amplitude der monatlichen Abfluss-	132

		Seite
	koeffizienten im Stromverlauf des Rheins im Vergleich der Perioden 1901-1925 und 1976-2000	
Abb. 10.20	Oberrhein- bis Niederrheingebiet: Trendentwicklung der Variabilität von Niederschlag und Abfluss im 20. Jahrhundert	133
Abb. 10.21	Pegel Rees / Rhein: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert	134
Abb. 10.22	Trends und Tendenzen bei mittleren Abflüssen und Gebietsniederschlagssummen im Mittel- und Niederrheingebiet, Zeitraum 1951-2000	135
Abb. 10.23	Pegel Cochem / Mosel: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert	136
Abb. 10.24	Charakteristische Abflussregimetypen im Rheingebiet, Bezugsperiode 1951-2000	138
Abb. 10.25	Pegel Untersiggenthal / Aare: NM7Q-Exremabflüsse unter Bezug auf (oben) Winter- und (unten) Sommerhalbjahr, Periode 1905-2000	139
Abb. 10.26	Trend und Trendumkehr für die sommerhalbjährlichen NM7Q-Reihe des Neckar am Pegel Lauffen vor dem Hintergrund der bestehenden Trinkwasserüberleitung, Zeitraum 1951-2000	140
Abb. 10.27	HQ-Scheitel am Pegel Rees/Rhein: 9-jähriges gleitendes Mittel und Trend der Winterhalbjahresserie im 20. Jahrhundert	142
Abb. 10.28	HQ-Scheitel am Pegel Maxau/Rhein: 9-jähriges gleitendes Mittel und Trend der Jahres-, Winter- und Sommerhalbjahresserien im 20. Jahrhundert	143
Abb. 10.29	Ergebnisse der Trendanalyse für HQ-Scheitel, Gebietsniederschlags-Summen (SumhN) und höchste Monatsniederschläge eines Bezugszeitraums (hNmax) im Rheingebiet im 20. Jahrhundert	144

Tabellenverzeichnis

		Seite
Tab. 4.1	Berücksichtige Pegel und ihre zeitliche Datenverfügbarkeit	16
Tab. 4.2	Beispiele der Änderung statistischer Analyseergebnisse nach Korrektur der Pegel-Datenreihen aufgrund der Konsistenzprüfung	18
Tab. 4.3	Zuordnung der Fluss- und Teileinzugsgebiete zu den 7 Teilregionen	19
Tab. 4.4	Stationen mit langen Reihen der Lufttemperatur und Sonnenscheindauer im Rheingebiet sowie Zuordnung der Stationen zu den 7 untersuchten Teilregionen	22
Tab. 4.5	Verfügbare Rasterdatensätze des Niederschlages zur Abteilung von Gebietsmittelreihen im Rheingebiet	23
Tab. 6.1	Vieljährige Jahresmittel und –summen sowie Variationskoeffizienten der Lufttemperatur (T), der Gras-Referenzverdunstung (Etr), der Verdunstung (E), der Niederschlagshöhe (SumhN), der klimatischen Wasserbilanz (KWB) und der Abflusshöhe (Ah) für 7 Regionen im Rheingebiet für die Zeitreihe 1901-2000	34
Tab. 7.1	Erfasste Gletscheranzahl im Teileinzugsgebiet Ilanz, sowie Maximal- und Minimalwert zu den drei Beobachtungszeitpunkten 1850, 1973 und 200	57
Tab. 7.2	Größter und kleinster inventarisierter Gletscher im Teileinzugsgebiet Ilanz zu den drei Beobachtungszeitpunkten 1850, 1973 und 2000	57
Tab. 9.1	Übersicht der Retentionsmaßnahmen / wasserstandssenkenden Maßnahmen am Rhein	76
Tab. 9.2	Speicherseen im Einzugsgebiet des Rheins	78
Tab 10.1	Bestimmtheitsmaße (R^2) für die Abhängigkeit des mittleren Jahresabflusses (MQ) von der jeweiligen Gebietsniederschlagssumme (SumhN) und ihre Veränderung im 20. Jahrhundert in den 38 Teileinzugsgebieten	106
Tab. 10.2	Entwicklung der Wasserbilanz im Teileinzugsgebiet bis Basel im 20. Jahrhundert einschließlich der jeweiligen Differenzen zur Referenzperiode	116
Tab. 10.3	Ableitungen aus dem Einzugsgebiet der Reuss vor dem Pegel Andermatt	121
Tab. 10.4	Ableitungen aus dem Einzugsgebiet der Reuss bis zum Pegel Seedorf	122
Tab. 10.5	Wasserrückhalt infolge Speicherbetrieb im Einzugsgebiet der Reuss am Pegel Seedorf	122
Tab. 10.6	Trendauswertung: Veränderung der mittleren Abflüsse an Pegeln des Rheins und seiner Nebenflüsse zwischen Maxau und Kaub, relativ (in Prozent) und in absoluten Zahlen mit Bezug auf den 50jährigen Zeitraum 1951-2000	124
Tab. 10.7	Trendauswertung: Veränderung der mittleren Abflüsse an Pegeln des Rheins und seiner Nebenflüsse, relativ (in Prozent) und in absoluten Zahlen mit Bezug auf den 100jährigen Zeitraum 1901-2000	137
Tab. 10.8	Saisonalitätsindex nach BURN / Wahrscheinlichste NM7Q-Eintrittstermine	141
Tab. 10.9	Saisonalitätsindex nach BURN / Wahrscheinlichste HQ-Eintrittstermine	145

1 Zusammenfassung

Ziel des von der *Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheins* (KHR/CHR) beauftragten Projekts „Das Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert“ war es, festzustellen, ob und inwieweit sich im Verlauf der letzten einhundert Jahre in diesem Gewässersystem Änderungen im langfristigen Abflussverhalten ergeben haben. Gegebenenfalls galt es auch, Ursachen für Veränderungen und hier insbesondere die Bedeutung menschlicher Einwirkungen auf das System herauszufinden.

Erstmals wird damit die quantitativ-hydrologische **Entwickungsdynamik im Gesamtzusammenhang eines bedeutenden Stromgebiets** über einen derartig langen und (selten beachtete, aber für korrekte hydrologische Auswertungen unabdingbare Voraussetzung!) einheitlichen Zeitraum hinweg analysiert und dokumentiert.

Angesichts der Größe des Gebietes und der Fülle der das Abflussverhalten beeinflussenden Prozesse war bei der Konzeptionierung des Projektes von vorneherein klar, dass hier im Ergebnis keine exakten Quantifizierungen vollzogen werden können. Vielmehr sollte die Untersuchung auf einer umfassenden statistischen Analyse geeigneter hydrologischer und hydrometeorologischer Kenngrößen beruhen. Gegebenenfalls können weiterführende modellgestützte Untersuchungen zukünftig dann gezieltere Quantifizierungsansätze weiterverfolgen.

Als **Abflussregime** aufgefasst wurde in diesem Zusammenhang das hydrologische Gesamtverhalten von Fließgewässerabflüssen unter besonderer Berücksichtigung des vieljährig gemittelten innerjährlichen Abflusses mit seinen charakteristischen Schwankungen, dabei auch einschließend die kennzeichnenden Entwicklungen der extremen Hoch- und Niedrigwasser-Situationen.

Festgestellt wurde, dass die Änderungen im Abflussregime des Rheins im 20. Jahrhundert zwei verschiedenen Grundmustern folgen. Gegliedert nach Flussabschnitten verhalten sich demnach die nival beeinflussten Regimes an Ober- und Hochrhein einerseits sowie anderseits die Pluvialregimes an Mittel- und Niederrhein jeweils ähnlich. Dabei ist räumliche Trennlinie des nördlichen und des südlichen Einzugsgebietsteils in etwa die Main-Einmündung.

Überall ergeben sich die größten Veränderungen in den Wintermonaten.

Alle monatlichen **Abflussmittelwerte** (*mMQ*) der Winterhalbjahre zeigen dabei ausnahmslos Abflusserhöhungen, am stärksten ausgeprägt im Februar sowie im März und im Dezember. Spitzenwerte werden dabei durchweg im Februar ausgewiesen, dies betrifft vor allem den Mittelrhein und südlichen Niederrhein (konkret belegbar an den Pegeln Kaub, Andernach und Köln); die geringsten Steigerungen verzeichnen sowohl der Hochrhein als auch der untere Niederrhein.

Im Sommerhalbjahr gibt es nördlich der Mainmündung lediglich in den Monaten August und September Verringerungen in den *mMQ*. Diese Verringerungen zehren die Zugewinne in den übrigen sommerlichen *mMQ* allerdings nicht ganz auf, so dass sich in der Summe auch im Sommerhalbjahr leichte Zunahmen einstellen.

Im Bereich der südlich gelegenen Teilstrecke des Rheins weiten sich stromaufwärts die Verminderungen der sommerlichen Abflussmittel aus. Das geschieht sowohl bezüglich der zunehmenden Anzahl defizitärer Monate als auch hinsichtlich des Ausmaßes des Abflussrückgangs. Dies bedeutet beispielsweise am Pegel Rekingen letztlich, dass alle *mMQ* von Mai bis

September abflussschwächer ausfallen als noch zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Die stärkste Abflussreduzierung wird dabei im Juli registriert.

Insgesamt bedeuten die Änderungen im südlichen Rheingebiet eine Vergleichmäßigung des mittleren Abflussverhaltens, weil sich die Monatsmittel der abflussarmen und der abflussreichen Monate annähern. Es stellt sich dabei de facto eine mit der Verringerung der innerjährlichen Variabilität einhergehende Abfluss-Umverteilung von den Sommer- in die Wintermonate ein. Dabei sind nicht oder nur wenig veränderte Jahresmittel des Abflusses (*MQ*) zu beobachten.

Im nördlichen Teil ist das Gegenteil der Fall: Mit zunehmender Annäherung an die Strommündung wird das Abflussregime des Rheins im Jahrhundertverlauf unausgeglichener. Dieses geht weniger auf eine Verminderung bei den hoch- bzw. spätsommerlichen Niedrigwasserperioden zurück, als vielmehr auf eine stetige und markante Steigerung der ohnehin abflussstarken *mMQ* in der kalten Jahreszeit (schwerpunktmäßig von Dezember bis März). Das Ausmaß dieser Steigerung impliziert im Endeffekt auch über das ganze Jahr gesehen höhere Abflussmittel; in seinem nördlichen Einzugsgebietsteil präsentiert sich der Rhein also im Laufe des 20. Jahrhunderts abflussstärker.

Bestimmend für die Änderungen im Abflussgeschehen ist zuvorderst die **Klimadynamik**: Das Gebietsmittel des Niederschlages für das Rheingebiet von den Alpen bis zur deutsch-niederländischen Grenze bei Lobith weist bei Betrachtung des 20. Jahrhunderts Änderungen in den Jahres- und noch ausgeprägter in den Halbjahreswerten auf. Gesteuert wird dies durch Modifizierungen der atmosphärischen Zirkulationsmuster, die sich in unterschiedlichen Auftretenshäufigkeiten spezifischer Großwetterlagen (*GWL*) manifestieren. Besonders maßgeblich sind dabei die gerade in den weniger stark reliefierten außeralpinen Einzugsgebietsteilen verstärkt auftretenden feuchten *GWL*. Letztlich resultieren hieraus höhere Niederschlagssummen im Jahresverlauf, saisonal zu differenzieren als deutlich erhöhte Winter- und leicht erhöhte Sommerniederschläge. Letztere verringern sich im südlichen Rheingebiet sogar verbreitet, weil hier die feuchteren *GWL* keine entscheidende Häufigkeitszunahme aufweisen.

In noch stärkerem Maße als die Niederschläge erhöhte sich die Lufttemperatur im Verlauf des 20. Jahrhunderts. Das Rheingebiet durchlief somit insbesondere ab Ende der 1970er Jahre einen bedeutenden klimatischen Wandel, der in dieser Ausprägung in der gesamten bisherigen Messperiode, die weit über den hier betrachteten 100jährigen Zeitraum hinausreicht, nicht aufgetreten ist.

Insgesamt stellt sich das **Wirkungsgefüge** für die Veränderungsdynamik im Abflussgeschehen im südlichen Einzugsgebiet wie folgt dar: Die im 20. Jahrhundert ansteigenden Temperaturen bewirken unter anderem veränderte Niederschlags-Aggregatzustände („mehr Niederschlag fällt als Regen, weniger als Schnee“). Die Erhöhung vor allem der winterlichen Niederschlagssummen geht somit mit dem Umstand einher, dass vom Niederschlagsdargebot in dieser Jahreszeit angesichts milderer Temperaturen auch höhere Anteile direkt zum Abfluss kommen. Je höher der Anteil des Niederschlags ist, der im Winter direkt abfließt und nicht als Schnee zwischengespeichert wird, desto weniger Wasser kann den Fließgewässern über die Schneeschmelze in der warmen Jahreszeit zugeführt werden. Insgesamt steigen so die Durchflüsse an den Pegeln im Winter, entsprechend verringern sie sich im Sommer. Regimebezogen formuliert gewinnen damit ergo im Jahrhundertverlauf zunehmend pluviale Elemente an Bedeutung und schwächen dadurch die nivale Hauptkomponente des hiesigen Regimecharakters ab. Zusätzlich wird diese Entwicklung durch anthropogenen Einfluss in Gestalt der (Groß-)Speicherbewirtschaftung, welche mit Wasserspeicherung im Sommer und Speicher-

entleerung im Winter eine demgegenüber gleichartige saisonale Umverteilungs- und Ausgleichsdynamik aufweist, entscheidend verstärkt. Die Speicherbewirtschaftung trägt hier auch entscheidend dazu bei, dass sich die Abflussvariabilität trotz steigender Variabilität der Niederschläge verringert.

Außerhalb des Alpenraums zeichnet sich die Speicherbewirtschaftung durch erheblich weniger einheitliche Steuerungsmechanismen aus und tritt als Einflussgröße in ihrer Bedeutung für die großen Fließgewässer zurück. Im nördlichen Einzugsgebiet sind vielmehr die Änderungen im Klimageschehen, insbesondere die Zunahme der Winterniederschläge, ausschlaggebende Motoren der Entwicklungsdynamik.

Abgesehen von den alpinen Einzugsgebieten mit Speicherbewirtschaftung lassen sich anthropogene Einflüsse im gesamten Rheingebiet umso leichter identifizieren, je kleiner ein (Teil-)-Einzugsgebiet ist. Dessen ungeachtet gelingt ihr Nachweis auch in den größeren Flussgebieten. Zumeist sind dabei Wasserüberleitungen oder -entnahmen in oder von andere(n) Gewässersysteme(n) verantwortlich oder beteiligt.

Die beobachteten **Niedrigwasserextreme** haben sich im Laufe des 20. Jh. im Rheingebiet abgemildert. Dies gilt vor allem für den Rheinstrom selbst und seine großen Zuflüsse; es gibt stärkere regionale Differenzierungen in den Einzugsgebieten nachgeordneter, kleinerer Nebengewässer. Vor dem Hintergrund der oben geschilderten Zusammenhänge wird nachvollziehbar, dass diese Abmilderung dort intensiver vonstatten geht, wo die Wintersaison die eigentliche Niedrigwassersaison darstellt, mithin also im südlichen, nival geprägten Rheingebiet. In den pluvialen Mittelgebirgs- und Flachlandregionen dagegen, wo regelhaft im Spätsommer bzw. Herbst Niedrigwasserzeit besteht, entfällt angesichts wenig veränderter Niederschläge in diesen Monaten die Abmilderungstendenz. Lediglich anderweitige Einflüsse, wie am Beispiel von Überleitungszugewinnen am Main zu zeigen ist, begründen Ausnahmen von dieser Konstellation.

Der vieldiskutierte „**Gletscherrückgang**“ ist weder an der Entwicklungsdynamik der Niedrigwasserextreme noch an den beschriebenen Modifikationen des mittleren Abflussverhaltens des Rheins im 20. Jahrhundert in nennenswerter Weise beteiligt (wenngleich kleinere Fließgewässer in unmittelbarer Gletschernähe hier sensibler reagieren dürften). Am Beispiel des teilvergletscherten Teileinzugsgebiets bis Ilanz (CH) ist nachzuweisen, dass in der für diese Spezialuntersuchung zugrundegelegten Periode 1850-2000 im Jahresdurchschnitt weniger als 1% des Abflusses des Vorderrheins aus Gletscherrückgangs-bedingtem zusätzlichen Schmelzwasser bestand. Hochgerechnet auf den Abfluss der allein gletscherschmelzrelevanten Sommermonate resultiert hieraus am Pegel Basel ein Beitrag von ca. 15 m³/s (und damit rd. 1,2% des dortigen *mMQ* des Monats August). Im Hinblick auf die Niedrigwasserextreme ist in diesem Zusammenhang überdies zu beachten, dass Schmelzprozesse an Gletschern immer an die warme Jahreszeit gebunden sind, welche ja bis in den Oberrhein hinein in aller Regel nicht die Zeit für Niedrigwasserextreme darstellt.

Die im gesamten Rheingebiet festzustellenden Zunahmen der **Hochwasserscheitel** im Jahrhundertverlauf resultieren nicht allein aus den erhöhten Gebietsniederschlagssummen im Winterhalbjahr. Daneben spielt auch die sich in dieser Jahreszeit verändernde Niederschlagscharakteristik mit (zumindest im südlichen Einzugsgebiet) vermehrt auftretenden Starkniederschlagsereignissen eine Rolle. Zusätzlich sind bei der Hochwasserentstehung und seiner säkularen Entwicklungsdynamik allerdings noch weitere Wirkprozesse, wie z.B. veränderte Scheitellaufzeiten im gesamten Gewässernetz, beteiligt, deren Ausmaß schwer abzuschätzen ist.

2 Grundlegendes zu vorliegendem Projektbericht

2.1 Einführung und Zielstellung

Der Rhein ist nicht nur einer der größten Ströme Europas, er ist auch die meistbefahrene Binnenwasserstrasse, liefert Bewässerungs-, Brauch- und Trinkwasser, spielt eine große Rolle für den Fremdenverkehr und hat eine enorme ökologische Bedeutung. Dies alles verdankt der Fluss seiner Lage im Zentrum Mitteleuropas und seinem über weite Stecken dicht besiedelten Einzugsgebiet, das sich 9 verschiedene Staaten teilen.

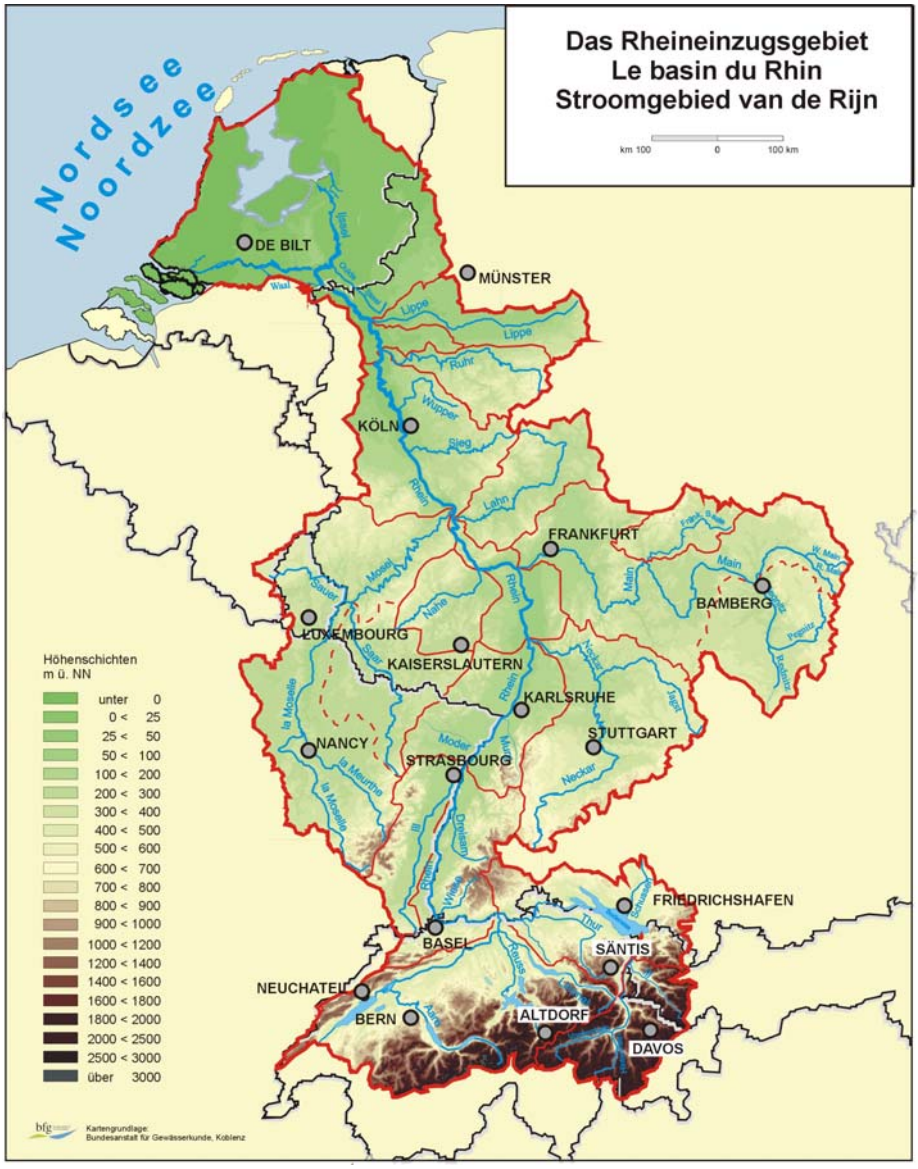


Abb. 2.1: Rheineinzugsgebiet

Der Rhein zeichnet sich nach Ausfluss aus dem Bodensee und Einmündung der Aare durch ein relativ ausgeglichenes Abflussverhalten aus. Dennoch sind mittlere Abflüsse, die sich in seinem Mündungsbereich etwa auf MQ=2500 m³/s belaufen, nicht andauernde Realität. Mensch und Umwelt müssen sich mit Abflussextremen abfinden, die mit Wasser entweder im Überfluss oder im Mangel (HHQ = 12000 m³/s, NNQ = 600 m³/s, jeweils Werte für die Rheinmündung) einhergehen.

Dabei stellt der Rhein stets die Summe der Einflüsse seiner zahlreichen Nebenflüsse dar, die ihrerseits höchst unterschiedliche Abflusscharakteristika aufweisen.

Das Abflussregime des Rheins bzw. seiner Nebenflüsse im engeren Sinne oder bestimmte Einzelaspekte seines Abflussverhaltens betreffende Darstellungen gibt es in größerer Zahl, dies sowohl als Grundlagenarbeiten (z.B. "Das Rheingebiet" / Hydrolog. Monographie (o.J.), KALWEIT et al. (1993): "Der Rhein unter dem Einfluss des Menschen", oder die Publikationen der Hochwasserstudienkommission für den Rhein) als auch zu spezielleren Fragestellungen (exemplarisch SPREAFICO & STADLER (1986) zu Hochwasserabflüssen im Schweizerischen Rheineinzugsgebiet, ENGEL (1999): "Eine Hochwasserperiode im Rheingebiet" sowie KLEEBERG UND WILLEMS (1998): "Analyse von Niedrigwasserabflüssen am Rhein").

In jüngerer Zeit befassen sich diverse Studien mit Fragen des Einsatzes numerischer Modellierungsverfahren und mit den Ergebnissen von Modellierungen im Hinblick auf Fragen des zukünftigen Abflussverhaltens in diesem Gewässersystem, z.B. GRABS et al. (1997) oder EBERLE et al. (2004). Jedoch: Die Erarbeitung von gewässerkundlichen Modellen und Szenarien beinhaltet in der Regel eine eindeutige Fokussierung auf Zukünftiges. Man bezieht dabei zu Kalibrierungs- und Validierungszwecken nur vergleichsweise schmale historische Zeitfenster in die Arbeit ein. Der Wunsch nach zutreffenden Prognosen ist aber nur dann hinreichend zu erfüllen, wenn entsprechende Wissensgrundlagen über Prozesse und Zusammenhänge im System vorhanden sind. Dazu gehört die umfassende Kenntnis der hydrologischen Vergangenheit.

Zwar wurden derartige Fragen beispielsweise im Rahmen des Kooperationsvorhabens „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft“ (AK KLIWA 2002) in zahlreichen Arbeiten unter vielerlei Blickwinkeln - auch, aber nicht ausschließlich unter Einsatz von Modellierungsverfahren - behandelt. Allerdings beziehen sich diese räumlich im Wesentlichen nur auf die südwestdeutschen Teilregionen des Rheineinzugsgebiets.

Dementsprechend besteht aus vielerlei Gründen nach wie vor der Bedarf nach einer flächendeckend angelegten synoptischen Arbeit über das Rheineinzugsgebiet, welche die Änderungen im Abflussregime des Rheins - zumeist wohl anthropogen: z.T. aber auch natürlich - im Ganzen untersucht, zahlenmäßig dokumentiert und nach Möglichkeit auch in ihrem Zustandekommen begründet.

Im Folgenden vorgestellt werden zentrale Ergebnisse einer solchen synoptischen Studie einer Projektgruppe der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheins (KHR). Ziel der Arbeit war es, festzustellen, ob und inwieweit sich im Verlauf der letzten einhundert Jahre in diesem in jeder Hinsicht bedeutenden Gewässersystem Änderungen im langfristigen Abflussverhalten ergeben haben. Gegebenenfalls galt es auch, Ursachen für Veränderungen und hier insbesondere die Bedeutung menschlicher Einwirkungen auf das System zu identifizieren.

Die Ergebnisse der Studie sollten erstmals eine gewässerkundliche Synopse der Entwicklungen im Abflussgeschehen des gesamten Rheingebietes im 20. Jahrhundert erlauben; darüber hinaus waren hieraus zahlreiche Informationen zu natürlichen und anthropogen beeinflussten Prozessen im Einzugsgebiet zu gewinnen, die unter anderem zur Weiterentwicklung gewässerkundlicher Modelle von Wert sein können. In diesen Zusammenhang gehörte auch die Behandlung des Fragenkomplexes der Nachweisbarkeit des viel diskutierten Klimawandels im Abflussverhalten des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert.

2.2 Aufbau des Berichts

In seiner äußeren Form umfasst der vorliegende Bericht einen Textband mit Anhang. Beigefügt ist zudem eine DVD.

Inhaltlich besteht der Text aus einem Grundlagenteil, in welchem in den Kapiteln 2 bis 5 Rahmenbedingungen, Daten- und Methoden behandelt werden. Ab dem Kapitel 6 werden die Ergebnisse der angestellten Untersuchungen vorgestellt.

Im Anhang sind diejenigen Angaben und Zusammenhänge enthalten, die nicht unmittelbar zum Textverständnis notwendig sind, aber wertvolle inhaltliche Ergänzungen darstellen.

Besonders hingewiesen sei in diesem Zusammenhang auf die in Anhang A5 aufgenommenen zusammenfassenden Einzeldarstellungen der 38 untersuchten Teileinzugsgebiete der Untersuchung. Hier finden sich zahlreiche Detailaussagen, die für den Haupttext wertvolles Hintergrundwissen darstellen. Konkret handelt es sich hier um kurze, meist nur eine Seite umfassende Texte, flankiert von Piktogrammen und Grafiken zur Visualisierung der zentralen Aussagen.

Die beigefügte DVD beinhaltet weitere im Projektzusammenhang wichtige Materialien. Dies sind

- eine MS-Access Datenbank mit allen Ergebnissen der statistischen Analyse (Beschreibung zur Datenbank in Anhang A4);
- Kartendarstellungen zu den Resultaten aus den Trend- und Sprunganalysen der Niederschlags- und Abflusskenngrößen, in welchen jeweils sukzessive von der Quelle bis zur Mündung die Ergebnisse für die integrativ zusammengesetzten Teileinzugsgebiete aufbereitet sind (Softwaregrundlage: MS-PowerPoint);
- umfassende Regionalanalysen zu jedem einzelnen Teileinzugsgebiet. Diese sind inhaltlich die ausführlicheren, ergo erheblich detailreicheren Teileinzugsgebiets-bezogenen Analysetexte, auf deren Grundlage die in Anhang A5 vorgestellten zusammenfassenden Einzeldarstellungen abgefasst worden waren.

3 Das Rheineinzugsgebiet: Naturräumliche Gliederung und Gewässernetz

Es ist nicht Gegenstand vorliegender Untersuchung, eine detaillierte Landeskunde des Rheineinzugsgebietes zu entwerfen. Daher wird in den folgenden Kapiteln lediglich ein Überblick über Natur- und Siedlungsraum, die Rolle des Menschen im vorliegenden Prozessgefüge des Abflussgeschehens und den Grundcharakter der Abflussregimes wesentlicher Teilregionen des Rheineinzugsgebietes gegeben. Details sowie umfangreiche Hinweise zu weiterführender Literatur findet sich u.a. bei BRUNOTTE (1997), CHR/KHR (1978), KALWEIT et al. (1993), KRAHE (1997), BMU (2000) oder BWG (1992).

Der Rhein, dessen Name keltischen Ursprungs ist, gehört mit seiner Lauflänge von 1320 km zu den großen Strömen Europas. Er rangiert dort allerdings erst an zehnter Stelle; im weltweiten Vergleich ist er nicht unter den ersten 100 zu finden. Auch sein Einzugsgebiet ist mit 185000 km² eher mittelgroß. Dennoch ist der Rhein überall in der Welt bekannt. Dies beruht wohl letztlich auf der Vielfalt und Schönheit der Landschaften, die der Rhein durchfließt. Als besonders prägend sind hier zu nennen: der Rheinfall von Schaffhausen und die Loreley. Eine Spitzenstellung nimmt der Rhein auch als Wasserstraße ein. Auf seiner auf über 800 km schiffbaren Teilstrecke ist er einer der meistbefahrenen Flüsse der Erde. In seinem Einzugsgebiet leben rund 60 Millionen Menschen.

Neun europäische Staaten haben Anteil am Rheineinzugsgebiet, darunter vor allem Deutschland, Frankreich, die Niederlande und die Schweiz. Mittlere Flächenanteile weisen Österreich und Luxemburg auf; die Anteile Italiens, Liechtensteins und Belgiens sind gering.

Der Rhein entspringt in den Hochgebirgslagen der Alpen des Schweizer Kantons Graubünden. Er durchfließt das Alpenvorland, Mittelgebirgsregionen sowie das deutsch/niederländische Tiefland und verbindet somit als einziger Fluss die Alpen mit der Nordsee. Die vier wichtigsten Nebenflüsse des Rheins sind die Aare (18000 km²), der Neckar (14000 km²), der Main (27000 km²) und die Mosel (28000 km²). Ihre Zuflüsse verändern den vorwiegend nivalen Abflusscharakter nach und nach in ein pluvial geprägtes Regime. Entsprechend wird der Rhein in sechs Abschnitte unterteilt: Alpenrhein, Hochrhein, Oberrhein, Mittelrhein, Niederrhein und Rheindelta.

Unterhalb des Zusammenflusses der beiden Hauptquellflüsse des Rheins, Vorderrhein und Hinterrhein, bei Reichenau beginnt der **Alpenrhein**. Rund 10 km flussabwärts bei Chur wendet sich der Flusslauf von Nordost nach Norden. Im weiteren Verlauf bildet er die Grenze zwischen der Schweiz und Liechtenstein sowie zwischen der Schweiz und Österreich, um im österreichischen Hard als kanalisierter Fluss in den Bodensee zu münden. Der rund 540 km² große und über 250 Meter tiefe Bodensee wirkt auf die in dem nur 6100 km² großen Einzugsgebiet entstehenden Alpenrhein-Hochwasser in idealer Weise ausgleichend. Während am Pegel Diepoldsau (vor Einmündung in den Bodensee) Hochwasser mit Scheitelabflüssen von über 2500 m³/s möglich sind, sind am Pegel Konstanz (Einzugsgebiet ca. 11900 km²) maximale Abflüsse von nur wenig über 1000 m³/s zu erwarten.

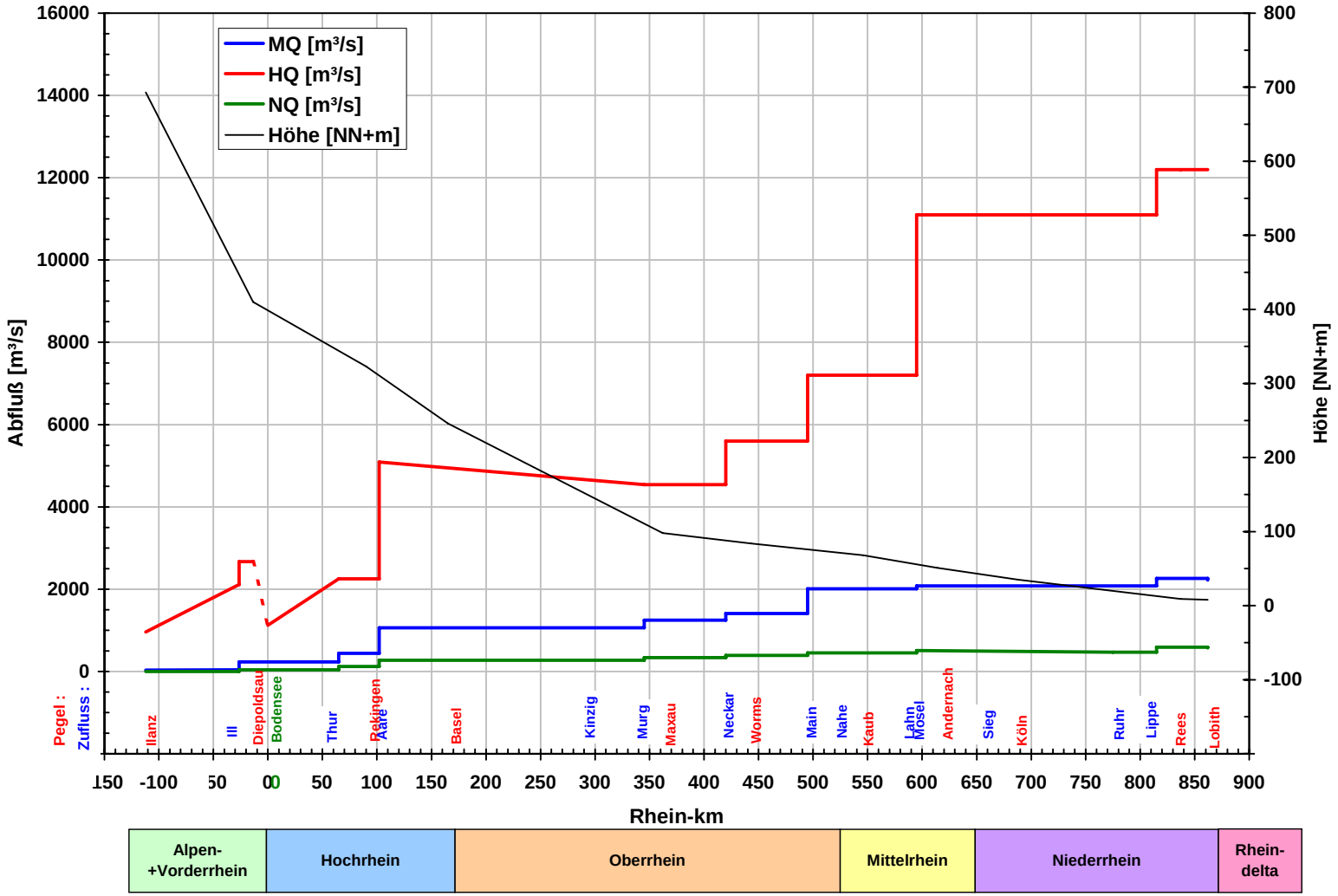


Abb. 3.1: Schematisches Längsprofil des Rheins zwischen Ilanz (CH) und Lobith (NL)

10

Nach Ausgang aus dem Bodensee fließt der Rhein nach Westen. Dieser Bereich zwischen Konstanz und Basel wird als **Hochrhein** bezeichnet. Die Thur und die Aare bilden hier die wesentlichen Zuflüsse des Stroms. Die Thur entwässert mit ihrem Ost- West-Verlauf ein Einzugsgebiet von rund 1700 km². In ihrem Verlauf besteht (als seltener Umstand im schweizerischen Rheingebietsanteil und außerdem unter den dortigen wasserreicheren Flüssen nur noch an der Emme gegeben) kein See, der sich ausgleichend auf Niedrig- oder Hochwasserereignisse im Fluss auswirken könnte. Die Thur mündet bei Ellikon in den Rhein. Knapp 40 km weiter empfängt der (Hoch-)Rhein bei Koblenz (CH) die wasserreiche Aare. Ihr Einzugsgebiet ist mit knapp 18000 km² fast 2000 km² größer als das Rheineinzugsgebiet bis zur Mündung der Aare in den Rhein; die mittleren Abflüsse der Aare liegen um etwa ein Viertel über denen des Rheins. Die wesentlichen Nebenflüsse der Aare, Limmat und Reuss entwässern den östlichen Teil des Einzugsgebiets. Damit ist die Aare vor ihrer Mündung in den Rhein der Hauptvorfluter für den größten Teil des Schweizer Hochgebirgsanteils, soweit dieser zum Rheineinzugsgebiet gehört. Die höchste Erhebung im Rheingebiet, das 4275 m hohe Finsteraarhorn, liegt in den Berner Alpen am südöstlichen Rand des Aare-Einzugsgebietes. Die vielen Seen im Einzugsgebiet der Aare wirken zwar hochwasserdämpfend; dennoch ist der Anteil der Aare an vielen Rheinhochwassern beachtlich und oftmals sogar entscheidend. Unterhalb der Aaremündung verbleibt der Rheinverlauf unverändert in Westorientierung, um dann in Basel die Fließrichtung nach Norden einzuschlagen.

Er folgt hier einer großräumigen tektonisch vorgezeichneten Nord-Nordost-Richtung. Es handelt sich um den Oberrheintalgraben, der in seiner nördlichen Fortsetzung mit Unterbrechungen bis zum Oslograben und im Süden über den Rhonetalgraben bis zum Mittelmeer reicht. Der **Oberrhein** erstreckt sich von Basel bis Bingen. Im südlichen Bereich, etwa bis zur Murgmündung bei Rastatt hat sich der Rhein aufgrund des relativ starken Gefälles im Naturzustand in viele Haupt- und Nebenarme verzweigt (Furkationszone), während er unterhalb zur Mäandrierung neigte. Durch mehrfache Flussbaumaßnahmen wurde dieser Charakter im Lauf der Zeit allerdings stark verändert. Im Bereich Mainz bis Bingen ist das Gefälle derart gering, dass der Rhein bereits bei Mittelwasser Breiten mit weit mehr als 500 Meter aufweist, durchsetzt von Inseln. Die wichtigsten Nebenflüsse im Oberrheingebiet sind der von rechts bei Mannheim in den Rhein zulaufende Neckar (14000 km²) und der bei Mainz in den Rhein mündende Main (27000 km²). Sie überprägen den nivalen mit ihrem pluvialen Charakter. Dem südlichen Oberrhein fließen die Ill (4800 km²) bei Straßburg und dem nördlichen Oberrhein die Nahe (4100 km²) bei Bingen von links zu.

Unterhalb von Bingen tritt der Rhein in das gut 200 Meter tief eingeschnittene antezendente Durchbruchstal des Rheinischen Schiefergebirges, den **Mittelrhein**, ein. Hier hat der Rhein bereits ein Einzugsgebiet von mehr als 100000 km², so dass die ihm von rechts zulaufende Lahn (knapp 6000 km²) keinen wesentlichen Einfluss auf die Wasserführung des Rheins ausübt. Die am Deutschen Eck in Koblenz linksrheinisch einmündende Mosel (28000 km²) bewirkt zumindest im Winterhalbjahr eine deutliche Veränderung des Regimes. Ihre Hochwassercharakteristik überprägt die Abflüsse des Rheins derart, dass bei größeren Hochwassern der Zeitpunkt des Rheinscheitels ab der Moselmündung in aller Regel vom Scheitel der Mosel bestimmt wird. Der gut 120 km lange Verlauf des Mittelrheines endet bei Bonn.

Mit Eintritt in die Kölner Bucht nördlich von Bonn beginnt der **Niederrhein**. Er verläuft unterhalb von Düsseldorf durch das Niederrheinische Tiefland und reicht bis zur niederländischen Grenze. Die größeren Zuflüsse fließen dem Rhein von Osten zu. Die Sieg und die Ruhr haben ihr Haupteinzugsgebiet im Rheinischen Schiefergebirge, während das Einzugsgebiet der Lippe im wesentlichen die Münsterländer Bucht umfasst. Die genannten Nebenflüsse haben aufgrund der relativ geringen Einzugsgebietsgrößen (ca. 3000 km² bis 5000 km²) kaum

Auswirkungen auf die Wasserführung des Rheins. Der Rhein verläuft in nord-nordwestlicher Richtung und behält damit die ab Bingen eingeschlagene Richtung bei. Durch das relativ geringe Gefälle strömt der Fluss in weiten Mäanderbögen, die nach Norden hin eine stärkere Verzweigtheit und alte Nebenrinnen aufweisen und damit auf frühere Verlegungen der Mäander hindeuten.

Unterhalb der deutsch-niederländischen Grenze beginnt das **Rheindelta**. Der Rhein verzweigt sich in die nach Westen verlaufenden Waal und den nach Nordwesten gerichteten Pannerdensch Kanaal. Letzterer spaltet sich wenige Kilometer vor Arnhem in die IJssel (nach Norden gerichtet, um schließlich ins IJsselmeer zu münden) und in den westwärts strömenden Nederrijn, der im Unterlauf als Lek bezeichnet wird, auf. Kurz vor Rotterdam fließen Lek und Waal wieder zusammen und münden bei Hoek van Holland in die Nordsee.

4 Datenbasis und Untersuchungsmethoden

Wie in Kap. 2 dargestellt war Ziel der Studie die Gewinnung grundlegender Erkenntnisse über die Abflusscharakteristik der Fließgewässer im Rheineinzugsgebiet unter besonderer Berücksichtigung etwaiger anthropogener Einflüsse.

Angesichts der Größe des Gebietes und der Vielfalt der das Abflussverhalten beeinflussenden Prozesse musste bei der Konzeption des Projektes von vorneherein klar sein, dass hier im Ergebnis kaum exakte Quantifizierungen vollzogen werden konnten. Vielmehr sollte die Untersuchung auf der umfassenden statistischen Analyse hydrologischer und hydrometeorologischer Kenngrößen beruhen, deren Untersuchungseignung über eine Voruntersuchung zu prüfen war. Der Folgeschritt sah dann die Interpretation der erzielten Berechnungsergebnisse durch Fachexperten mit besonderen regionalen Kenntnissen vor, so dass gegebenenfalls auch speziellere Vertiefungsfragen zu Teileinzugsgebieten fundiert untersucht werden konnten.

Großer Wert wurde hinsichtlich Datenverwendung, Methodenauswahl und Durchführung der Analysen auf Einheitlichkeit gelegt, denn nur auf diese Weise lassen sich in ihrer Herleitung vollständig nachvollziehbare und miteinander vergleichbare Ergebnisse erzielen.

Angesichts der äußerst komplexen Aufgabenstellung und der gleichzeitigen Fülle der auswertbaren Materialien erschien es besonders wichtig, sich auf zentrale Sachverhalte zu beschränken, allerdings dabei den Blickwinkel nicht zu sehr zu verengen. Vielfach bezieht man sich bei der Analyse von Abflussregimen zuvorderst oder sogar ausschließlich auf gemittelte Untersuchungsparameter mit ihren charakteristischen Schwankungen. Da jedoch gemäß der zugrunde gelegten Definition (vgl. Kap. 8) über derartige Mittelungsgrößen hinaus auch die Extremsituationen wesentliche Merkmale des Fließverhaltens eines Gewässers sind, wurden in vorliegender Arbeit zusätzlich dezidiert die Entwicklungen bei extremen Hoch- und Niedrigwasser-Situationen als weitere Kennzeichen der Abflussregimes berücksichtigt.

Zur Analyse kausaler Zusammenhänge erwies es sich darüber hinaus als notwendig, parallel auch klimatische Parameter einzubeziehen. Dies geschah zum einen konzentriert auf wenige Großregionen im Rahmen der Klimasynopsen-Darstellungen zu Wetterlagen, Sonnenscheindauer, Lufttemperatur, Niederschlag und Verdunstung, um so die maßgeblichen großräumig angelegten Prozesse abbilden zu können (vgl. Kap. 4.3.1 bzw. 6). Zum andern wurde das langzeitliche Gebietsniederschlagsverhalten in analoger Weise zu den Abflussanalysen und daher unmittelbar mit diesen abgleichbar, d.h. mit identischer Untersuchungsregion, -periode und -methode, examiniert. Aufgrund der überragenden Bedeutung des Niederschlags für den Abflussbildungsprozess lag ein besonderer Schwerpunkt hierbei auf der Analyse der Gebietsniederschlagsreihen.

Des weiteren zeigten sich im Verlaufe der Arbeiten essentielle Wissenslücken bezüglich des Einflusses der Gletscherschmelze auf das Abflussverhalten des Rheins. Aus diesem Grunde wurde zu diesem Thema eine Studie bei der Universität Zürich (FRAUENFELDER-KÄÄB 2005) in Auftrag gegeben und ihre Ergebnisse in die vorliegende Untersuchung einbezogen.

4.1 Regionale Differenzierung der Untersuchung in Teileinzugsgebiete

Für die Studie erschien in Anbetracht der räumlichen Heterogenität des Rheingebietes dessen Untergliederung nach Gewässernetz und landschaftsräumlicher Struktur erforderlich. Dem wurde durch eine ineinander gestaffelte Unterteilung in 38 Teileinzugsgebiete Rechnung ge-

tragen (vgl. Karte in Abb. 4.1). Jedes dieser Teileinzugsgebiete wird jeweils repräsentiert durch einen Pegel, dessen Messreihe den Abfluss des Teileinzugsgebietes zwischen Pegelstandort und der Quelle integriert. Durch entsprechende Berücksichtigung von Pegeln (Übersichtsliste vgl. Tab. 4.1) entlang des Rheins und seiner Nebenflüsse konnten sowohl kleine, mehr oder weniger anthropogen unbeeinflusste, als auch große und sehr große Teilräume einbezogen werden, um so die Vielzahl der im Rheingebiet anzutreffenden Abflussregimetypen repräsentativ zu berücksichtigen. Bedauerlicherweise ließen sich für den flächenmäßig bedeutenden in Frankreich liegenden Teil des Rheingebietes trotz intensiver und zeitaufwendiger Bemühungen unter Kontaktaufnahme zu diversen französischen Behörden und Instituten keine verwertbaren Datengrundlagen beschaffen. Daher konnte für diese Regionen keine weitere Differenzierung in Teileinzugsgebiete erfolgen.

Die detaillierte Gebietsniederschlagsuntersuchung geschah aus Vergleichbarkeitsgründen ebenfalls auf Grundlage dieser 38 Teileinzugsgebiete.

Zur Gewinnung synoptischer Aussagen über die großklimatische Dynamik im Rheingebiet erfolgte daneben als Ergebnis räumlicher Korrelationsanalysen des Niederschlagsverhaltens sowie zusätzlicher meteorologischer Gesichtspunkte die Ausweisung sieben bzw. zwei größere Teilregionen. Auf Basis dieser Raumeinheiten wurde unter Bezugnahme auf ausgewählte Klimastationsreihen zusätzlich auch die Entwicklung der Gebietsmittel von Lufttemperatur und Verdunstungshöhe untersucht, für welche, zumindest im Zusammenhang mit der Untersuchung relativer Veränderungen, räumlich weniger starke Differenzierungen bestehen (vgl. Karte in Abb. 4.2).

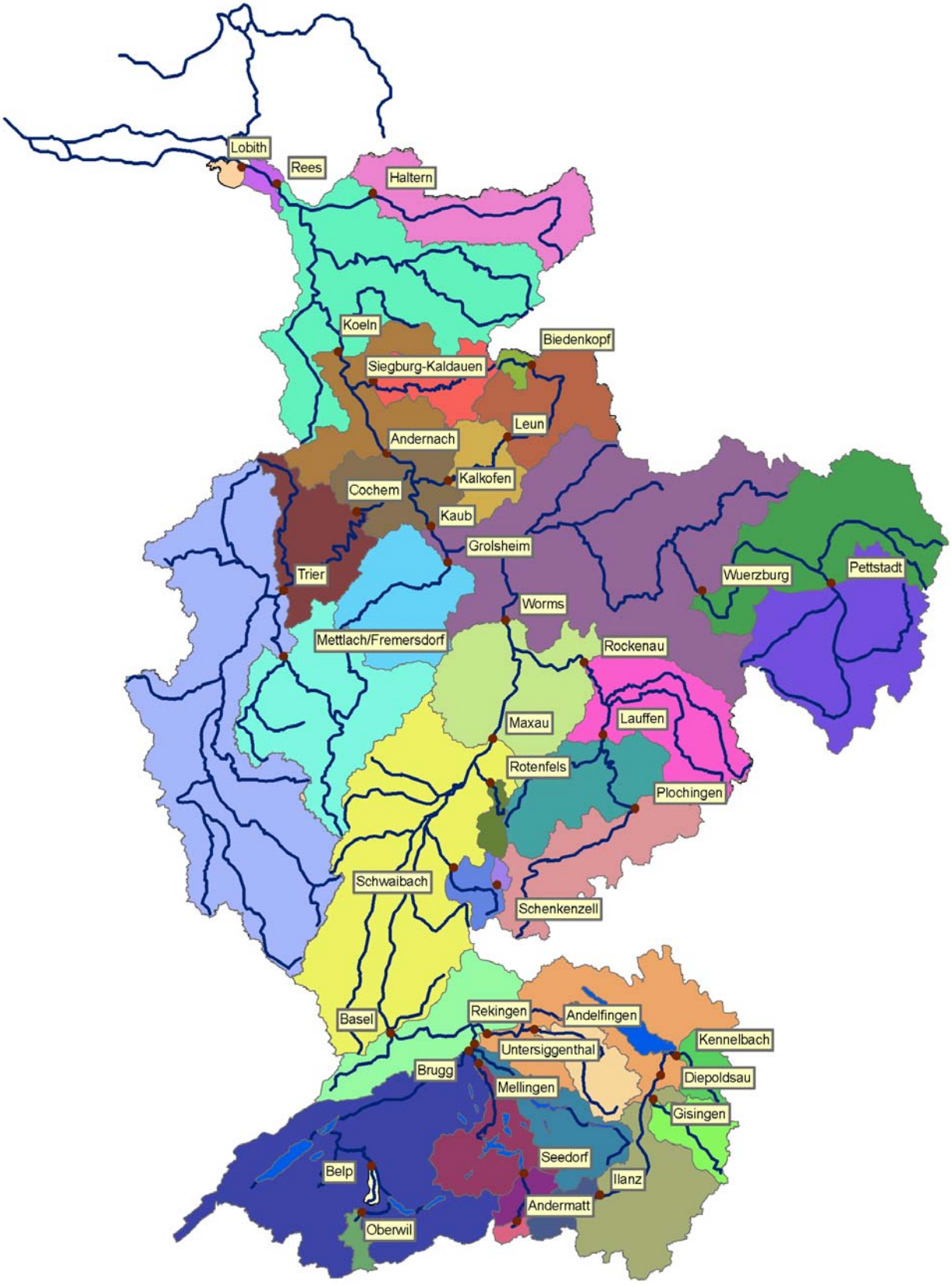


Abb. 4.1: Die 38 Teileinzugsgebiete der Studie

Tab. 4.1: Berücksichtigte Pegel und ihre zeitliche Datenverfügbarkeit

Pegelname	Fluss	Datenreihe	HQ-Serie
Ilanz	Vorderrhein	1910-2000	Scheitelwerte
Diepoldsau	Rhein	1919-2000	Scheitelwerte
Rekingen	Rhein	1904-2000	Scheitelwerte
Basel - Schiffslände - St. Alban	Rhein	1901-2000	Scheitelwerte
Maxau	Rhein	1901-2000	Scheitelwerte
Worms	Rhein	1901-2000	Scheitelwerte
Kaub	Rhein	1901-2000	Scheitelwerte
Andernach	Rhein	1901-2000	Scheitelwerte
Köln	Rhein	1901-2000	Scheitelwerte
Rees	Rhein	1901-2000	Scheitelwerte
Lobith	Rhein	1901-2000	Scheitelwerte
Gisingen	Ill	1951-2000	Scheitelwerte
Kennelbach	Bregenzerach	1951-2000	Scheitelwerte
Andelfingen	Thur	1904-2000	Höchste Tagesmittelwerte
Oberwil	Simme	1921-2000	Scheitelwerte
Belp	Gürbe	1924-2000	Scheitelwerte
Andermatt	Reuss	1911-2000	Scheitelwerte
Seedorf	Reuss	1904-2000	Scheitelwerte
Mellingen	Reuss	1904-2000	Scheitelwerte
Brugg	Aare	1916-2000	Scheitelwerte
Stilli (Untersiggenthal)	Aare	1904-2000	Scheitelwerte
Schenkenzell	Kinzig	1910-2000	Höchste Tagesmittelwerte
Schwaibach	Kinzig	1915-2000	Scheitelwerte
Rotenfels	Murg	1918-2000	Höchste Tagesmittelwerte
Plochingen	Neckar	1918-2000	Scheitelwerte
Lauffen	Neckar	1951-2000	Scheitelwerte
Rockenau	Neckar	1951-2000	Scheitelwerte
Pettstadt	Regnitz	1909-2000	Scheitelwerte
Würzburg	Main	1901-2000	Höchste Tagesmittelwerte
Grolsheim	Nahe	1936-2000	Scheitelwerte
Biedenkopf	Lahn	1951-2000	Scheitelwerte
Leun	Lahn	1935-2000	Scheitelwerte
Kalkofen	Lahn	1935-2000	Scheitelwerte
Mettlach/Fremersdorf	Saar	1951-2000	Höchste Tagesmittelwerte
Trier	Mosel	1901-2000	Höchste Tagesmittelwerte
Cochem	Mosel	1901-2000	Scheitelwerte
Siegburg-Kaldauen	Sieg	1951-2000	Höchste Tagesmittelwerte
Haltern	Lippe	1951-2000	Höchste Tagesmittelwerte

4.2 Datenbasis der Untersuchung

Zuvorderst sei an dieser Stelle die stets sehr kooperative und großzügige Haltung der nachfolgend bezeichneten Dienststellen hervorgehoben, durch deren Datenbereitstellung die Arbeitsbasis für das vorliegende Projekt geschaffen wurde: In alphabetischer Reihenfolge waren dies bei den Pegeldaten das Amt der Vorarlberger Landesregierung, Abt. Wasserwirtschaft - Hydrographischer Dienst, das (heutige) Bundesamt für Umwelt (BAFU / Schweiz, vormals BWG), welches überdies hier substanzielle finanzielle Unterstützung leistete, das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie, das Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, RIZA/WSR bzw. Rijkswaterstaat-Waterdienst (Niederlande) sowie die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV / Deutschland); bei den hydrometeorologischen Daten das Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie Meteoschweiz, der Deutsche Wetterdienst (DWD) und die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG / Österreich).

Die Datengrundlage für die Untersuchungen wurde vor dem Hintergrund festgelegt, dass zur Gewährleistung der statistischen Vergleichbarkeit der Ergebnisse eine strikte Einheitlichkeit von Untersuchungsperiode, Analysemethodik und Softwareinstrumentarium geboten ist: Standard-Untersuchungszeitraum für alle 38 Teileinzugsgebiete war die Periode 1951-2000. Parallel dazu wurden 100jährige Reihen der Periode 1901-2000 von sog. Hauptpegeln am Rhein und seinen großen Nebenflüssen einbezogen und zusätzlich ausgewertet. In Ergänzung zu den dergestalt zeitlich synchronisierten Vergleichzeitreihen wurden zum Teil auch sogenannte intermediäre Reihen mit erfasst. Diese konnten allerdings nur vereinzelt in ergänzender Weise bei der Interpretation Berücksichtigung finden, da hier aufgrund variabler Reihenlängen zwischen 55 und 96 Jahren stichprobenbedingt eine Ergebnisvergleichbarkeit nicht gegeben war.

Die Datenreihen lagen durchweg als Tagesmittel des Abflusses vor. Für die Hochwasseranalyse wurden größtenteils Serien mit Momentanwerten von Scheiteln, sogenannte „echte Spitzen“ verwendet. In Ausnahmefällen musste allerdings auf maximale Tagesmittel als Scheitel zurückgegriffen werden. Stets wurde dabei darauf geachtet, in den Datensätzen unterschiedliche Datentypen bzw. -ursprünge nicht zu vermischen, d.h. es wurde pro Station entweder ausschließlich mit echten Spitzen oder ausschließlich mit maximalen Tagesmitteln gearbeitet. Tab. 4.1 zeigt eine Übersicht der berücksichtigten Pegeldaten.

In analoger Weise und räumlich kongruent zu den pegelbezogenen Teileinzugsgebieten wurden die Gebietsniederschlagsreihen aufgebaut. Die Zusammenstellung von Lufttemperatur- und Verdunstungsdaten in gleicher zeitlicher und räumlicher Auflösung wie bei Abfluss und Niederschlag erwies sich als so aufwendig, dass dann der zeitliche Rahmen für das Projekt gesprengt worden wäre. Aus diesem Grunde wurde hier auf Basis ausgewählter Stationsdaten eine generalisierte Untersuchung für sieben Teilregionen vorgenommen (vgl. Kap. 4.2.2).

4.2.1 Prüfung und Aufbereitung hydrologischer Datenreihen

Wiewohl durchweg die von den verschiedenen Pegelbetreibern geprüften und veröffentlichten Datenreihen verwendet wurden, ergab eine Konsistenzprüfung der Pegeldaten verbreitet Korrekturbedarf. Angesichts der nur begrenzt zur Verfügung stehenden Bearbeitungszeit und Personalkapazität war es allerdings nicht möglich, alle für die Analysen benötigten Datenreihen zu überarbeiten.

Infolgedessen mussten zunächst einige Pegel wegen zu ungenügender bzw. lückenhafter Datenqualität aus der weiteren Untersuchung ausgeschlossen werden. Bei der aufwendigen Datenkorrektur konzentrierte sich die Arbeit auf die sogenannten Hauptpegel, die mit ihren 100jährigen Datenreihen das Gerüst der Untersuchung bilden. Bei diesen wurde daher teilweise eine Reihenüberarbeitung durchgeführt. Berücksichtigt wurden dabei die Abfluss-Tageswertreihen der Pegel Maxau, Worms, Würzburg, Kaub, Trier, Cochem, Andernach und Köln. Im ersten Schritt wurde die jeweils korrekte Anwendung der aufgestellten Abflusstafeln/-kurven überprüft. Im zweiten Schritt wurden die Abflussganglinien (tQ) der Pegel miteinander abgeglichen. Ursächlich für die festgestellten Inkonsistenzen waren systematische oder zufällige Messfehler, die z.B. auf Vereisungsphänomene oder Geräteprobleme zurückgingen. In der Mehrheit der Fälle jedoch waren Abflusstafeln hinsichtlich ihrer Gültigkeitszeiträume falsch angewendet worden.

Diese Datenbereinigungen stellen keine Marginalien dar, sondern können durchaus auch zu substanziellen Änderungen in den statistischen Analyseergebnissen führen. Tab. 4.2 zeigt hierzu einige Beispiele aus der durchgeführten Trendanalyse (zur Methodik vgl. Kap. 4.3). Ausgewählt dargestellt werden verschiedene Reihen bzw. Serien der Kenngrößen MQ und NM7Q für die Pegel Maxau, Kaub und Andernach: Es ergeben sich in mehreren Fällen veränderte Trendsignifikanzen nach erfolgter Datenkorrektur, wenngleich die meisten Ergebnisse übereinstimmend bleiben.

Tab. 4.2: Beispiele der Änderung statistischer Analyseergebnisse nach Korrektur der Pegel-Datenreihen aufgrund der Konsistenzprüfung

Kenngröße	Pegel	Zeitraum	vor Korrektur		Nach Korrektur	
			Trend / FQS		Trend / FQS	
			M-K 80%	M-K 95%	M-K 80%	M-K 95%
MQ	Andernach	Jahr				
		Sommer				
		Winter	**0 / +**		**1 / +**	
	Kaub	Jahr				
		Sommer				
		Winter				
	Maxau	Jahr	**1 / +**		**0 / +**	
		Sommer	**0 / –**		**1 / –**	
		Winter				
NM7Q	Andernach	Jahr				
		Sommer				
		Winter		**1 / +**		**0 / +**
	Kaub	Jahr				
		Sommer				
		Winter				
	Maxau	Jahr				
		Sommer				
		Winter				

1 - gegeben **+** steigend

0 - nicht gegeben – fallend

Ein im Rahmen der vorliegenden Studie nicht zu lösendes Problem war dasjenige der bei Extremsituationen häufig nicht ausreichend durch zuverlässige Messungen belegten Abflusskur-

ven. Diese Problematik verschärft sich in der Regel mit zunehmendem Alter der Aufzeichnungen. Abgesehen von den bekannten Hindernissen bei der Abflussmessung von extremen Hochwasserereignissen (hohe Strömungsgeschwindigkeiten, Treibgut, bei kleinen Einzugsgebieten oft nur sehr kurzzeitige Wellenscheitel) sei in diesem Zusammenhang auch auf die Schwierigkeiten bei der Abflusserfassung bei extremem Niedrigwasser hingewiesen. Dies betrifft insbesondere staugeregelte Flüsse (z.B. Mosel, Neckar), weil hier dann die Strömungsgeschwindigkeit für verlässliche Messungen oft zu drastisch vermindert ist. Dazu gehören weiterhin ausgebaute Flussstrecken mit breitsohligem Regelquerschnitt (z.B. die Kinzig am Pegel Schwaibach), weil hier der oft nur wenige cm betragende Niedrigwasserstand eine erfolgreiche Abflussmessung behindert.

Aus diesen Gründen sind die Abflusskurven (Schlüsselkurven) vieler Pegel in den extrem Hoch- und Niedrigwasserabschnitten oftmals schlecht durch Messungen belegt und basieren stark auf Extrapolationen. Derartige Datenprobleme waren nicht zu bereinigen. Die in dieser Hinsicht suboptimale Datenqualität war dann zumindest bei der Ergebnisinterpretation zu berücksichtigen.

4.2.2 Datenprüfung und -aufbereitung hydrometeorologischer Reihen

Lange klimatologische Messreihen repräsentieren nicht nur den wahren, natürlichen Verlauf des Klimageschehens, sondern können durch Messmethodik, Urbanisierung, Messgeräte oder Fehler des Beobachters mit künstlichen Sprüngen oder Trends behaftet sein (BLÜMEL, 2001). Diese Inhomogenitäten müssen zunächst, falls vorhanden, aufgedeckt und gegebenenfalls entfernt werden. Im Rahmen des vorliegenden Projektes wurden keine speziellen statistischen Analysen zur Aufdeckung derartiger Inhomogenitäten durchgeführt. Hierzu wird bei der Vorstellung der verwendeten Datenreihen auf entsprechende Untersuchungen anderer Autoren verwiesen.

Eine Übersicht zum Klimageschehen erfolgt für 7 Teilregionen des Rheineinzugsgebietes bis zum Pegel Lobith an der deutsch/niederländischen Grenze. Gebietsmittel wurden teilweise auf der Basis von Stationswerten und teilweise aus vorliegenden Rasterdatensätzen ermittelt. Die Gebietsabgrenzungen der Teilregionen und die Lage der verwendeten Klimastationen sind Abb. 4.2 zu entnehmen. Angaben zur Flächengröße und zur mittleren Gebietshöhe finden sich in der Tabelle 4.3.

Tab. 4.3: Zuordnung der Fluss- und Teileinzugsgebiete zu den 7 Teilregionen

Region	Flussgebiet	Fläche [km²]	Mittl. Höhe [m]
I	Alpenrhein bis Mündung in den Bodensee	6119	1750
II	Bodenseegebiet, Hochrhein und Aare	29802	890
III	Oberrhein bis Mündung Neckar, Moselgebiet bis deutsch-franz. Grenze, Saar	33246	330
IV	Neckar	12681	430
V	Main	30715	350
VI	Mosel unterhalb deutsch-franz. Grenze ohne Saar, Nahe, Oberrheingebiet unterhalb Neckar	12741	330
VII	Mittel- und Niederrheingebiet ohne Mosel und Neckar	28877	230
I-VII	Rheingebiet (Quelle bis deutsch/niederländische Grenze)	154181	490

Für den langen Beobachtungszeitraum 1901 bis 2000 standen Zeitreihen der Lufttemperatur und der Sonnenscheindauer von 9 Klimastationen zur Verfügung (s. Tabelle 4.4). Mit Ausnahme der 5 Schweizer Stationen, für die Tageswerte vorlagen, handelt es sich dabei um Monatswerte der genannten Größen. Von den Stationen Karlsruhe, Bamberg, Münster und Luxemburg lagen die Werte der Sonnenscheindauer nur für die Zeitreihe 1951 bis 2000 vor. Für die deutschen Stationen wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) für den Zeitraum 1900 bis 1997 Zeitreihen der potentiellen Verdunstung nach TURC/IVANOV zur Verfügung gestellt. Die fehlenden drei Jahre dieser Stationen wurden mit den verfügbaren Daten der Lufttemperatur und Sonnenscheindauer mit der nach WENDLING (1995) vereinfachten Formel zur Berechnung der Gras-Referenzverdunstung (ALLEN et al. 1994) berechnet. Zwischen den nach verschiedenen Gleichungen berechneten Verdunstungswerten traten leichte Unterschiede auf. Diese konnten aufgrund des langen überlappenden Zeitraumes, für den die Verdunstungswerte beider Verfahren vorlagen, ausgeglichen werden.

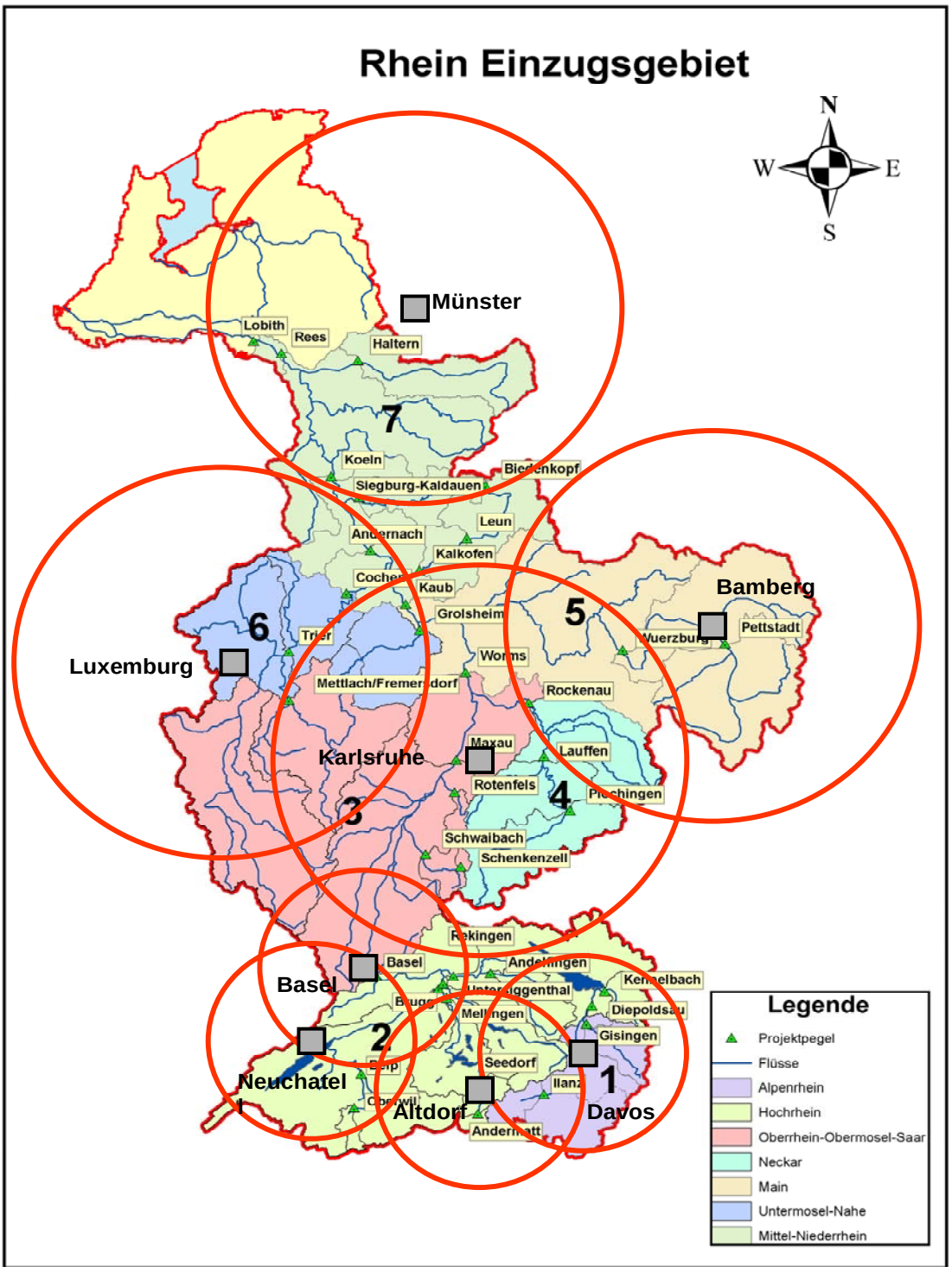


Abb.4.2: **Repräsentanz der Klimastationen im Rheingebiet in einem Umkreis von ~75 km (Einzugsgebiet bis Basel) und 150 km (Einzugsgebiet Basel bis Lobith) sowie Abgrenzung der 7 Regionen für die Analyse der Gebietsmittel hydrometeorologischer Reihen**

Tab. 4.4: Stationen mit langen Reihen der Lufttemperatur und Sonnenscheindauer im Rheingebiet sowie Zuordnung der Stationen zu den 7 untersuchten Teilregionen

Station	Land	Geogr.		Höhe	**Region**						
		Breite	Länge	[m]	I	II	III	IV	V	VI	VII
Davos**	CH	46°49‘	09°51‘	1590	X						
Altdorf **	CH	46°52‘	08°38‘	451		X					
Bern**	CH	46°56‘	07°25‘	570		X					
Neuchâtel**	CH	47°00‘	06°57‘	487		X					
Basel**	CH	47°33‘	07°35‘	316		X	X				
Karlsruhe*	D	49°02‘	08°20‘	112			X	X			
Bamberg*	D	49°53‘	10°55‘	239				X	X		
Luxemburg*	L	49°32‘	06°07‘	288			X			X	
Münster*	D	51°57‘	07°35‘	62							X

* Sonnenscheindauer erst ab 1951
** Tageswerte

Bezüglich der räumlichen Repräsentanz der Klimastationen wird angenommen, dass im Tiefland und in den Regionen der Mittelgebirge des Rheingebietes das langzeitliche Verhalten hydrometeorologischer Größen in einem Umkreis von ca. 150 km um die Klimastationen kein grundsätzlich abweichendes Verhalten aufweisen (KLÄMT UND RICHTER, 2001). Das Rheingebiet unterhalb Basel wird deshalb mit den verfügbaren 5 Stationen gut abgedeckt (s. Abb. 4.2). Den besonderen klimatischen Gegebenheiten im alpinen Teil des Rheingebietes (Rheingebiet von der Quelle bis zum Pegel Basel) wird mit 4 Stationen Rechnung getragen. Hier wird deshalb von einer räumlichen Repräsentanz einer Klimastation von ~75 km im Umkreis ausgegangen. Es standen auch die Daten der ostschweizer Hochgebirgsstation Säntis (Stationshöhe 2490 m) zur Verfügung. Diese wurde aber auf Grund von Inhomogenitäten, die durch die extreme Messsituation bedingten sind, hier nicht weiter betrachtet. Die Daten wurden von den Wetterdiensten MeteoSchweiz und Deutscher Wetterdienst sowie vom Centre de Recherche Public - Gabriel Lippmann für die Station Luxemburg zur Verfügung gestellt. Eigene Homogenitätsuntersuchungen wurden nicht durchgeführt. Hierzu wird für die schweizerischen Stationen auf BADER & BANTLE. (2004), BEGERT et al. (2003) sowie BEGERT et al. (2004) verwiesen. Mit der Frage der Homogenität der deutschen Stationen befassten sich BLÜMEL (2001) sowie KLÄMT & RICHTER (2001).

Lufttemperatur

Zur Charakterisierung der thermischen Verhältnisse im Rheingebiet wurden für 7 Teilregionen Gebietsmittel der Lufttemperatur durch arithmetische Mittelung der Stationswerte gebildet. Hierzu wurden den 7 Teilregionen die in Tabelle 4.4 gekennzeichneten Stationen zugeordnet. Der Tabelle ist zu entnehmen, dass in einigen Gebieten nur eine Station zugewiesen werden konnte. Der Gebietswert des Rheingebietes bis zur deutsch-niederländischen Grenze ergibt sich als arithmetisches Mittel der 9 Klimastationen.

Potentielle Verdunstung und Gras-Referenzverdunstung

Die potentielle Verdunstung PET ist als Größe des in Wasserhaushaltsprozessen wirksamen Energiedargebotes neben dem Niederschlag eine der wichtigsten hydrometeorologischen Basisgrößen. Sie ist eine Rechengröße, die nur aus gemessenen meteorologischen Werten und unter der Annahme von unbegrenzt für den Verdunstungsprozess verfügbaren Wassers bestimmt werden kann. In der Literatur wird vermehrt die Gras-Referenzverdunstung verwendet, bei der die Bodenoberfläche als 14 cm hohes Gras definiert wird und die Verdunstungsberechnung nach der Penman-Monteith Gleichung (ALLEN, 1994) erfolgt. Da zur Berechnung nach der Originalgleichung nicht alle erforderlichen Eingangsdaten für den gesamten Zeitraum vorlagen, kommt der in Deutschland gebräuchliche Ansatz nach Wendling (DVWK,

1996) zur Anwendung. Hierbei werden nur die Monatssummen bzw. -mittel der Sonnenscheindauer (SD) und der Lufttemperatur (LT) benötigt. Vergleichbar mit diesem Ansatz ist die potentielle Verdunstung nach Turc/Ivanov (DVWK, 1996). Die nach dieser Gleichung berechneten monatlichen Verdunstungswerte wurden vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt.

Aus den auf Stationsbasis vorliegenden Werten wurden Gebietsmittel für die sieben Teilregionen und das gesamte Rheingebiet berechnet. Da Inhomogenitäten in den für die Berechnung der Verdunstung benötigten meteorologischen Eingangszeitreihen der Lufttemperatur und insbesondere der Sonnenscheindauer nicht ausgeschlossen werden konnten, wurde auf eine Zeitreihenanalyse der Gebietsmittelwerte für die einzelnen Teilregionen verzichtet und nur die Gebietsmittelreihe für das gesamte Einzugsgebiet des Rheins analysiert. Es ist davon auszugehen, dass durch die Mittelung eventuelle Inhomogenitäten einzelner Stationen ausgeglichen wurden. Zur Berechnung der Gebietsmittelwerte wurden neben den genannten Stationen zusätzlich noch von ca. 50 Stationen die Grasreferenzverdunstung der Zeitreihe 1961 bis 1995 hinzugenommen. Die Höhenverteilung der Stationen erlaubt eine für die hier vorgesehenen Untersuchungen hinreichend genaue Bestimmung der Gebietsverdunstung.

Klimatische Wasserbilanz

Die Klimatische Wasserbilanz (KWB) berechnet sich aus der Differenz der jährlichen Gebietsniederschlagshöhe und dem Gebietsmittel der Gras-Referenzverdunstung. Aufgrund der bereits gemachten Anmerkung bzgl. der Homogenität der Verdunstungsreihen, wurde die KWB für die sieben Teilregionen berechnet, zeitreihenanalytisch aber nur die Reihe für das gesamte Rheingebiet berücksichtigt.

Stationsniederschlag und Gebietsmittel

Die Ableitung von Gebietsmittelwerten des Niederschlages für die 7 Klimaregionen sowie für die zu untersuchenden Pegeleinzugsgebiete erfolgte durch eine Synthese verschiedener Rasterdatensätze (Tabelle 4.5)

Tab. 4.5: Verfügbare Rasterdatensätze des Niederschlages zur Ableitung von Gebietsmittelreihen im Rheingebiet

Name	Gebietsabdeckung im Rheingebiet	Raster	Ersteller
ETH500	CH und D bis Basel	500 m x 500 m	PERL et al. (2003)
CRU_ALPS	CH und D bis Basel	18 km x 18 km	AUER et al. (2005)
DWD1000	D	1 km x 1 km	DWD (2001)
MOSEL_KHR7000*	F	7 km x 7 km	HELBIG (2001)

* nur Zeitreihe 1961 – 1998

Der Datensatz ETH500 wurde im Rahmen des Projektes unter Verwendung aller verfügbaren Niederschlagsstationen der Schweiz berechnet. Die räumliche Interpolation der Niederschlagsdaten erfolgte auf Tageswertbasis unter Verwendung der Software „Detrended Kriging“ (GAREN, 2003). Dieses Verfahren ist speziell für hydrologische Berechnungen in gebirgigen Einzugsgebieten geeignet. Die verwendeten Daten wurden im Rahmen der Arbeit aus Zeitgründen nur grob auf Konsistenz oder Homogenität geprüft. Der Veränderung der Stationsdichte über den Messzeitraum wurde dadurch Rechnung getragen, dass jahresabschnittsweise mit der gleichen Stationsdichte gerechnet wurde. Dies sind die Zeiträume 1901/50, 1951/60, 1971/80, 1980/90 und 1991/00.

Bei den ersten vergleichenden Analysen dieser Gebietsmittelwerte auf Halbjahres- und Jahreswertbasis zeigte sich ein Langzeitverhalten, das vermutlich auf Inhomogenitäten in der Messnetzdichte bzw. einzelner Stationen zurückzuführen ist. BEGERT et al. (2003), BEGERT et al. (2004) und SCHÄDLER & WEINGARTNER (2002) zeigen auf, welche Problematik bzgl. der Niederschlagsmessung und der Homogenität von Niederschlagsreihen speziell im alpinen Raum besteht. Derzeit gibt es nur homogenisierte Monatssummen des Niederschlages für ausgewählte Stationen. Auf der Grundlage dieser Stationen wurde von AUER et al. (2005) für den Alpenraum ein Rasterdatensatz (CRU-ALPS) erstellt. Dieser Datensatzes wurde schließlich zur Berechnung der benötigten Gebietsniederschlagsreihen für die Teileinzugsgebiete des Rheingebietes bis zum Pegel Basel verwendet.

Das französische Oberrhein- und Mosel/Saargebiet sowie der luxemburgische Anteil am Moselgebiet weisen innerhalb des Rheingebietes die geringste Messnetzdichte auf. Dies gilt insbesondere für den Zeitraum vor dem Jahr 1967. Neben einem Rasterdatensatz, der von HELBIG (2001) auf Tageswertbasis für die Zeitreihe 1961/98 (MOSEL_KHR7000) erstellt wurde, standen nur einige wenige Stationen mit monatlichen Niederschlagshöhen für die Zeitreihe 1901 bis 2000 zur Verfügung. Die aus den MOSEL_KHR7000 berechneten monatlichen Gebietsniederschlagshöhen wurden unter Verwendung der für die Stationen vorliegenden Monatssummen verlängert.

Grundlage der weiteren Niederschlagsanalysen bilden damit die Monatszeitreihen der Gebietsniederschlagshöhen (1901 - 2000), die im Rahmen des Projektes neben den für die Abflussanalysen vorgesehenen Einzugsgebieten zunächst für 12 Teileinzugsgebiete des Rheins erstellt wurden . Diese Gebietsmittel wurden zu den sieben regionalen Gebietsmittelwertreihen flächengewichtet arithmetisch aggregiert. Die Festlegung der Teilregionen erfolgte dabei auf der Basis räumlicher Korrelationsanalysen der Jahressummen sowie der Monatssummen der Monate Januar und Juli.

4.2.3 Datenbank

Als Arbeitsgrundlage für die Studie wurde eine Datenbank erstellt. Diese enthält die für die statistischen Analysen benötigten gewässerkundlichen und hydrometeorologischen Kenngrößen-Reihen bzw. -Serien der 38 Teileinzugsgebiete. Die Kenngrößen waren z.T. unmittelbar zu gewinnen (z.B. Tagesmittelwerte, HQ-Scheitel), z.T. aber nur durch aufwendigere statistische Aufbereitungsverfahren (z.B. Hochwasser-Fülle) abzuleiten. Mithin standen folgende Reihen bzw. Serien für weitere Analysen zur Verfügung:

- Tagesmittelwerte des Abflusses (tQ) unter Berücksichtigung der Korrekturergebnisse aus der Konsistenzprüfung (vgl. Kap. 4.2.1);
- mittlere monatliche, halbjährliche und jährliche Abflüsse;
- niedrigste arithmetische Mittel des Abflusses von 7 bzw. 21 aufeinanderfolgenden Tagen (NM7Q bzw. NM21Q) innerhalb eines Jahres oder Halbjahres, ermittelt gemäß der einschlägigen DVWK-Regel 120 (DVWK 1983);
- Hochwasser-Scheitel (HQ) als jährliche und halbjährliche Serien gemäß DVWK-Regel 251 (DVWK 1999);
- Hochwasser-Füllen aus jährlicher und halbjährlicher Serienbildung: Dabei wird die Jahres- bzw. Halbjahressumme der Abflussvolumina aller Hochwasserereignisse, die einen definierten Schwellenwertes *Qs* überschreiten, in die Stichprobe einbezogen. *Qs* wird dabei in vorliegender Untersuchung bestimmt über die Auswertung des „Q33-Quantils“ (=33%-Perzentil) aus der jeweils aufgestellten Serie der Jahreshöchstwerte auf Tageswertbasis.
- Gebietsniederschlagshöhen auf Dekaden-, Jahres-, Halbjahres- und Monatsbasis;

- maximale monatliche Gebietsniederschlagssummen mit Jahres- und Halbjahresbezug;
- sowie ergänzend auf Basis der o.g. drei bzw. sieben Teilregionen der dekadischen, jährlichen und halbjährlichen Mittel der Lufttemperatur (vgl. Kap. 4.2.2)
- Verdunstungshöhen in Form dekadischer und jährlicher Reihen der Gras-Referenz-Verdunstung nach PENMAN-WENDLING (Wendling, 1995)

Die Datenbank basiert softwaretechnisch auf dem verbreiteten Produkt MS-Access. Sie ist diesem Bericht auf einer DVD beigefügt. Eine Bedienungsanleitung hierzu findet sich im Anhang A5.

4.3 Datenanalyse

4.3.1 Anmerkungen zu Auswahl und Anwendung von statistischen Methoden und Kenngrößen zur Untersuchung von Abflussdaten

Zur Untersuchung hinsichtlich Änderungen im Abflussregime bieten sich eine Vielzahl von Kenngrößen und statistischen Methoden an, aus denen eine geeignete Auswahl hinsichtlich des machbaren Aufwandes und der gewünschten Aussagefähigkeit zu treffen ist. Charakteristisch für hydrologische Zeitreihen ist einerseits das Nichtvorhandensein einer normalverteilten Stichprobe und andererseits eine sehr große natürliche Variabilität der Beobachtungsgrößen vor dem Hintergrund der statistisch nachzuweisenden Veränderungen wie Inhomogenitäten oder Trends in den Zeitreihen. Aus diesem Grund wurden in einer Voruntersuchung mögliche Kenngrößen und Verfahren anhand ausgewählter Pegel und synthetischer Zeitreihen getestet und aus diesen Erkenntnissen Methoden eingegrenzt und geeignete Signifikanzniveaus vereinbart.

4.3.1.1 Synthetische Testreihen mit vorgegebenen Inhomogenitäten

Aus den untersuchten Pegelzeitreihen wurde exemplarisch eine Jahresreihe mit Tagesmittelabflüssen ausgewählt, die frei von Trends und Inhomogenitäten war und dennoch die typisch hohe Variabilität der Einzelwerte beinhaltete. Dieses ausgewählte Beobachtungsjahr wurde hundertfach aneinander gehängt, so dass im Ergebnis eine 100-jährige Zeitreihe von Tagesmittelwerten als Referenzreihe zur Verfügung stand. In einer „vergleichmäßigenden“ Zeitreihe (Erhöhung der NW-Kennwerte und Verminderung der HW-Kennwerte) wurde ab dem 70. Jahr für Tageswerte, die größer als der Median waren 10 % vom MQ der jeweiligen Zeitreihe von den Tagesmittelabflüssen subtrahiert und bei Werten die kleiner als der Median waren, die gleiche Menge hinzuaddiert. In einer „feuchten“ Reihe wurde ab dem 75. Jahr konstant ein Wert in Höhe von 2,5 % des MQ bzw. 10% des MNQ zu jedem Wert addiert. In einer „nassen“ Reihe wurden 5% vom MQ bzw. 20 % vom MNQ zu jedem Wert addiert.

4.3.1.2 Vergleich nichtparametrischer und parametrischer Testverfahren zur Prüfung der Trendsignifikanz

Da die für parametrische Testverfahren vorauszusetzende Normalverteilung der zu untersuchenden Stichprobenwerte nicht gegeben war, wurde nichtparametrischen bzw. verteilungsfreien Testverfahren der Vorzug bei der Untersuchung gegeben. Damit verbunden ist allerdings ein Rückgang der Schärfe bzw. Signifikanz der Testergebnisse. Eine oft gebräuchliche alternative Vorgehensweise stellt die Transformation (beispielsweise durch Logarithmierung) der Daten in eine „quasi-normalverteilte“ Stichprobe dar. Die weitergehende Untersuchung

erfolgt dann mit den nicht normalverteilten oder den „quasi-normalverteilten“ Stichproben über Testverfahren, die insbesondere eine Normalverteilung der Stichproben voraussetzen. Von einer solchen Transformation wurde in der Untersuchung abgesehen, vielmehr wurde der Anwendung verteilungsfreier Verfahren der Vorzug gegeben. Um die Auswirkung von verteilungsfreien gegenüber parametrischen Testverfahren zu beleuchten, wurden in der Voruntersuchung zunächst beide Verfahren vergleichend angewandt.

Im Rahmen der Voruntersuchung wurden exemplarisch für 10 Pegel mit 100-jährigen Reihen für insgesamt 32 Kennwerte aus dem Niedrig- Mittelwasser- und Hochwasserbereich Trendgeraden ermittelt und deren Signifikanz mittels Mann-Kendall (verteilungsfrei) und t-Test (im Grundsatz parametrisch, unter bestimmten Bedingungen, nämlich Varianzen zweier Teilstichproben ungefähr gleich, Teilstichprobengröße N_1, N_2 jeweils >10, bei deutlich schiefen Verteilungen N_1, N_2 jeweils >20, vgl. hierzu SCHÖNWIESE 1992, SACHS 1993, RAPP 2000) geprüft. Dabei zeigte sich, dass von 320 Trendgeraden 104 Trends nach beiden Tests statistisch signifikant waren, wobei sich für den Mann-Kendall Test 121 und für den t-Test 143 signifikante Ergebnisse ergaben.

Bei den o.a. synthetischen Reihen mit hinzugefügtem künstlichen Einfluss wiesen der Test nach Mann-Kendall und der t-Test (Irrtumswahrscheinlichkeit 0,05) für die Trendgeraden verschiedener Kenngrößen übereinstimmende Ergebnisse auf, während z.B. der Test nach dem Trend-Rausch-Verhältnis in keinem Fall eine Signifikanz zeigte. Da der Mann-Kendall Test verteilungsfrei ist und zudem im Gegensatz zu den anderen Tests keinerlei Annahmen über den Verlauf des Trends macht (die beiden anderen Verfahren gehen von einem geradlinigen Trend aus) wurde in der Untersuchung generell der Mann-Kendall Test zur Prüfung auf Signifikanz herangezogen.

4.3.1.3 Festlegung von Signifikanzniveaus für die Erkennung von Trends bzw. Inhomogenitäten

Die in den künstlichen Zeitreihen eingebauten und visuell offensichtlichen Inhomogenitäten wurden für verschiedene Kennwerte auf einem 95%-Signifikanzniveau nicht als solche erkannt. Da die aus den Zeitreihen abgeleiteten Untersuchungskennwerte eine sehr hohe Variabilität im Vergleich zum Ausmaß der Veränderung potentiell zu detektierender Einflüsse aufweisen, wurde in der Untersuchung neben dem 95%-Signifikanzniveau (statistisch gut abgesicherter Trend) auch das 80%-Signifikanzniveau geprüft, um den Bereich von Trends im Bereich des Signifikanzniveaus zw. 80 und 95 % vor dem Hintergrund der hohen Variabilität gerecht zu werden.

Für die beschreibende Interpretation der Trendanalysen wurde festgehalten, dass eine visuelle Prüfung der Trendgeraden vor dem Hintergrund der Kennwertzeitreihe erfolgen soll.

Insbesondere bei der Sprunganalyse nach dem parametrischen Verfahren nach BERNIER (1994) und dem verteilungsfreien nach PETTITT (1979) konnten die eingebauten Inhomogenitäten zwar alle an der richtigen Stelle erkannt werden, dies aber selten auf Basis des 95%-Signifikanzniveaus. Aus der identischen Reaktion der beiden Verfahren, ohne dass die für den Bernier-Test geforderte Normalverteilung immer gegeben war, folgt, dass auch mit parametrischen Testverfahren bei nicht normalverteilten Stichproben zumindest fallweise brauchbare Ergebnisse erzielt werden können.

Die Sprunganalyse nach dem parametrischen „local jump“-Verfahren (QUI & YANDELL, 1998) erwies sich demgegenüber nicht in der Lage, die künstlich eingebauten Inhomogenitä-

ten zu erkennen und wurde daher nicht weiter verfolgt. Die Homogenitätsuntersuchung nach dem Verfahren „Sprung in der Summenlinie“ zeigte bezogen auf die synthetischen Zeitreihen unplausible Ergebnisse und wurde ebenfalls nicht weiter berücksichtigt. Bei der im weiteren erfolgten Anwendung der verteilungsfreien Methode Pettitt, die dergestalt für tauglich befunden wurde, wurde für die weiteren Arbeiten ähnlich wie bei der Trendanalyse zur Erhöhung der Sensibilität des Verfahrens eine zweite, niedrigere Signifikanzschwelle von 80% hinzugenommen.

Weitere in der Voruntersuchung durchgeführte Homogenitätstests waren der nichtparametrische Zyklizitäts-Test nach NOETHER (1956) und der varianzenbezogene, parametrische F-Test (vgl. u.a. SACHS, 1997). Diese wurden aufgrund wenig interpretationsfähiger Ergebnisse, die vermutlich zumindest im Falle des Letzteren der mit diesen Methoden verknüpften Verteilungsvoraussetzung der Stichprobe geschuldet sind, in der abschließenden Untersuchung nicht herangezogen.

4.3.1.4 Festlegung von Schwellwerten für die Serienbildung

Die Festsetzung von objektiven Schwellenwerten zur Bildung von Serien der Kennwerte wie Hochwasserfülle, Überschreitungsdauer von Hochwasserwerten, Niedrigwasserdefizit etc. stellte sich als problematisch heraus. Um für jedes Jahr einen Kennwert zu erhalten, wurde zunächst z.B. der kleinste HQ-Tagesmittel-Jahreswert bzw. der größte NQ-Jahreswert herangezogen. Der aufgrund extremer Feucht- bzw. Trockenjahre daraus resultierende Schwellenwert führte aber dazu, dass die so ermittelten Kenngrößen einen derartig weiten Abflussbereich repräsentierten, dass sie nicht mehr als Hoch- bzw. Niedrigwasserkenngrößen zu interpretieren waren, sondern eher mittleren Abflussverhältnissen zuzuordnen waren.

Bei der Heranziehung von typischen Hoch- bzw. Niedrigwassergrenzwerten wurden andererseits für sehr viele Jahre keine Unter- bzw.- Überschreitungssummen, also „Nullwerte“ ermittelt. Da eine solche Serie für eine Trendanalyse nicht geeignet ist, wurde anhand von einigen repräsentativen Pegeln ein objektiver Hochwasserschwellwert auf Basis der Tagesmittelwerte abgeleitet (das 33%-Perzentil der Jahreshöchstabflüsse), der in etwa dem HQ2 an den Pegeln entspricht. Dieser Schwellenwert kann als eine Grenze, oberhalb derer Ausuferung auftritt und die im Hochwasserabflussbereich liegt, gesehen werden. Für die Niedrigwasserkennwerte wurde die Verwendung des NM21Q zur Beschreibung von längeren Niedrigwasserzeiten als sinnvoller und ausreichend angesehen.

4.3.2 Angewendete Verfahren

Bei der Untersuchung der Kenngrößen kamen vorwiegend klassische Methoden der statistischen Zeitreihenanalyse zur Anwendung, die geeignet sein mussten, etwaige in den Datenreihen und -serien vorhandene Veränderungen, sogenannte Inhomogenitäten, sichtbar zu machen. Da nicht immer normalverteilte Stichproben vorausgesetzt werden konnten, wurden dabei stets parameterfreie Verfahren bevorzugt, deren Aussagekraft nicht an bestimmte Verteilungsannahmen der Stichprobendaten gebunden sind.

Der o.g. Grundsatz der Einheitlichkeit bei Anwendung der statistischen Verfahren auf die einzelnen Datensätze blieb maßgebend. In diesem Zusammenhang wesentlich ist auch die Verwendung eines identischen Softwareinstruments, damit nicht durch Abweichungen in der programmtechnischen Realisierung der Algorithmen Ergebnisunterschiede induziert werden. Gewählt wurde hierzu das Programm *HyStat* des Instituts für angewandte Wasserwirtschaft

und Geoinformatik (IAWG). Darauf bezogen folgt die Darstellung der verwendeten Methoden teilweise eng nach WILLEMS & DICK (2002).

Über die nachstehende überblickhafte Aufzählung der verwendeten Verfahren hinaus sind methodische Details und Konkretisierungen in Anhang A1: „Angewandte Methoden der Datenanalyse für Niederschlags- und Abfluss“ dokumentiert.

- **Analyse gerichteter Entwicklungen**
  - 9jährige gleitende arithmetische Mittelung
  - Trendanalyse nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate (FQS)

- **Homogenitätstest**
  - Cox-Stuart-Dispersionstest

- **Sprung- bzw. Bruchpunktanalyse**
  - nach PETTITT
  - nach Bai & Perron

- **Variabilitätsanalysen**
  - robuster Variationskoeffizienten *v*
  - durchschnittliche Abweichung *d*

- **Saisonalitätsanalyse**
  - Abflussregimecharakterisierung nach PARDÉ
  - Saisonalitätsindex nach BURN

- **Bestimmtheitsmaß *B***

- **Autokorrelationsanalyse**

- **Spektralanalyse**

- **Weitergehende Methoden der Klimauntersuchung**
  - standardisierte Anomalien
  - Trend-Rausch-Verhältnis (T/R)
  - Dekadenmittel

5 Grundlegendes zur Wasserkreislauf und Abflussbildung

Die Gesetzmäßigkeiten des Wasserkreislaufs bedingen einen engen Zusammenhang zwischen Niederschlag (N) und Abflusshöhe (A). Diese Beziehung wird ergänzt durch die Evapotranspiration (E), d.h. die umfassende Verdunstung von Wasser- und Bodenoberflächen sowie durch Pflanzen. Aus diesen Gliedern setzt sich die Grundform der Wasserbilanzgleichung für Landflächen

$$N = A + E$$

oder umgeformt: $$A = N - E$$

zusammen. Diese Beziehung gilt nur für sehr lange Mittelungszeiträume. In der Praxis, bezogen auf ein abgegrenztes Gebiet und einen bestimmten Zeitraum, ist sie zur Erfassung von endlichen Retentions- und Verbrauchsprozessen, wie sie z.B. in der Speicherung des festen Niederschlages in einer Schneedecke und der zeitlich versetzten Wasserfreisetzung bei ihrem Abschmelzen oder bei Grundwasserneubildung und Grundwasserabfluss vorkommt, zu erweitern. Es gilt dann:

$$N = E + A + (R - B)$$

mit:
R = Rücklage, Speicherung
B = Aufbrauch

Die Glieder N und A lassen sich angesichts geeigneter, gleichermaßen weitgespannter wie engmaschiger Messnetze, mit hinreichender Genauigkeit ermitteln. Zu beachten ist dabei jedoch, dass der an einem Pegel gemessene Durchfluss mit kleiner werdenden Einzugsgebieten nur näherungsweise die Abflusshöhe aus dem Gesamtgebiet repräsentiert. Laterale Abflusskomponenten, ebenso wie wasserwirtschaftliche Umverteilungen erlangen dabei wachsende Bedeutung. Die Bestimmung der Evapotranspiration anhand von Messungen oder anhand von Berechnungen auf der Grundlage klimatischer Größen ist sehr aufwendig. Deshalb wird sie häufig als Restglied bei Umstellung der Wasserbilanzgleichung aus den bekannten Größen Niederschlag und Abfluss berechnet:

$$E_u = N - A$$

Die Indizierung zu E_u ist nur bei kurzfristigen Untersuchungen im Umfang < 20 Jahre erforderlich und ergibt sich dabei daraus, dass aufgrund der o.g. kürzerfristig wirksamen Zusatzgrößen zur Wasserbilanz auf diese Weise häufig nicht der reine Verdunstungsanteil allein berechnet wird, sondern auch anderweitige Effekte mit eingehen. Die Unterschiedshöhe E_u ist dann eine verdunstungsdominierte Unterschiedsgröße, in der weitere anthropogene und natürliche Einwirkungen auf den Wasserkreislauf subsummiert sind.

Die Wasserbilanzgleichung dokumentiert bereits die bestimmende Rolle des Niederschlages bei der Abflussbildung auf den Landoberflächen. Sofern man bei der Untersuchung von Änderungen im Abflussregime des Rheins nicht allein eine Beschreibung von Abflussmessdaten anstrebt, sondern auch mögliche Kausalitäten analysieren möchte, ist daher zuvorderst eine Gegenüberstellung zum Niederschlagsgeschehen erforderlich. Substanzielle Abweichungen im Zeitreihenverhalten von N und A verweisen dann auf mögliche Veränderungen im Verdunstungsgang bzw. bei den unter E_u subsummierten Prozessen. Das heißt, dass trotz der Bedeutung von E_u als verdunstungsdominierten Unterschiedsgröße sehr häufig auch andere potenzielle Ursachen denkbar sind, die es gegebenenfalls zu eruieren gilt. Erschwerend ist dabei allerdings häufig der Umstand, dass hinreichend langfristige und räumlich detaillierte Verdunstungsdaten in der Regel nicht zur Verfügung stehen, sondern nur stark generalisierte Gebietsmittelwerte (vgl. Kap. 4).

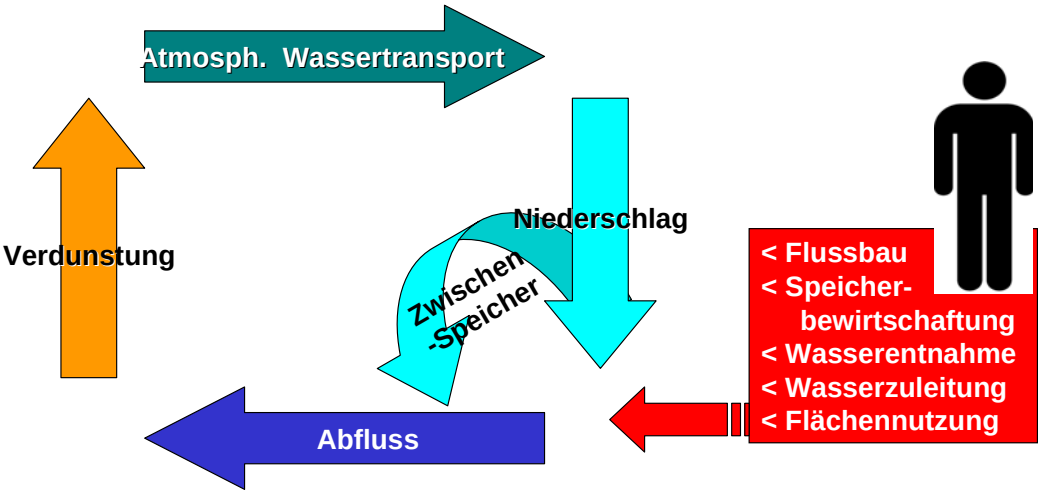


Abb. 5.1: Wasserkreislauf und direkte Einwirkung des Menschen auf den Abflussprozess

Neben der Steuergröße Niederschlag haben vor allem die übrigen Klimagrößen, die Art des Bodens, die geologische Situation und die Vegetation bzw. die Landnutzung im Wasserkreislauf Einfluss auf den Abflussprozess, wie Abb. 5.2 verdeutlicht.

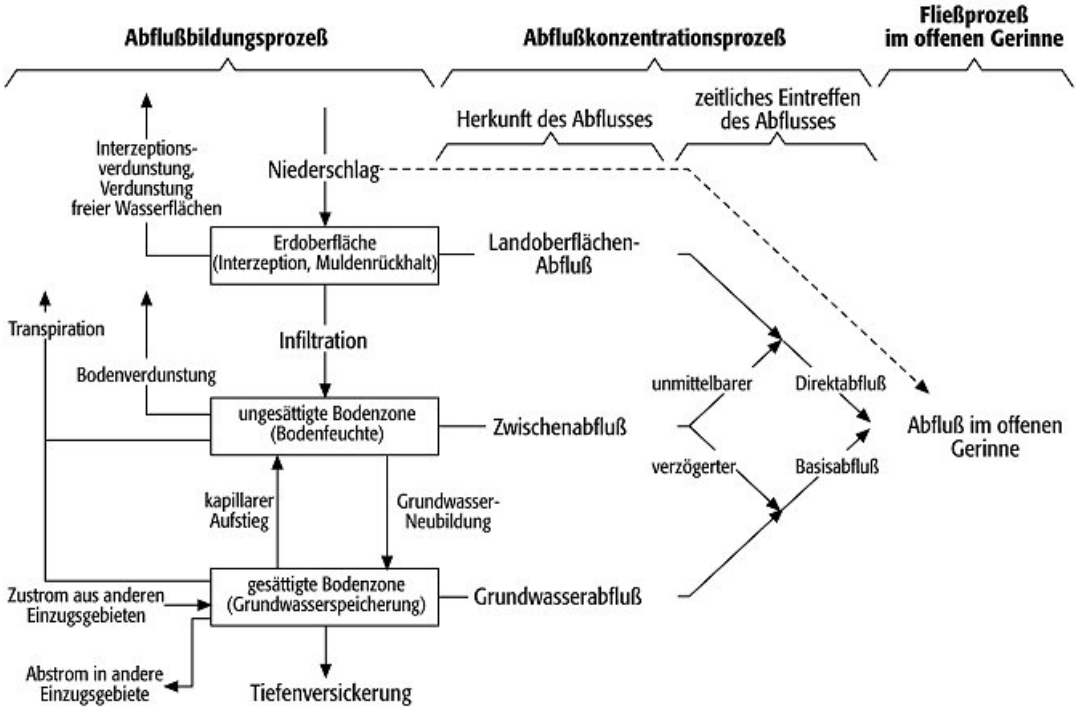


Abb. 5.2: Schematische Darstellung des Abflussprozesses (nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996)

Eine wesentliche Rolle spielt überdies das Wirken des Menschen: Die direkte und indirekte anthropogene Beeinflussung des Wasserkreislaufes bzw. all seiner Teilprozesse (d.h. von *N, E, A, R* und *B*) ist äußerst vielfältig. Aufgrund der engen, eben „kreislaufmäßigen" Verknüpfung dieser Einzelkomponenten miteinander resultieren bei Eingriffen meist keine abgegrenz-

ten Individualwirkungen auf Teilprozesse, sondern es wird in der Regel das komplexe Rückkopplungsgefüge des gesamten Wasserkreislaufs betroffen.

Über die Identifizierung von zeitlich wirksamen Änderungen im Abflussprozess hinaus besteht ein wesentliches Problem der vorliegenden Studie in der Ergründung der gegebenenfalls jeweils verantwortlichen Prozesse. Dies erklärt sich aus der Komplexität des Abflussprozesses als Teil des Wasserkreislaufs, d.h. aus dem Umstand, dass sich vor dem beherrschenden Hintergrund des Klimageschehens alle abflusswirksamen Faktoren bzw. Prozesse durchdringen und überlagern.

6 Klimaverlauf

Verursacher klimatischer Änderungen und Sprünge sind seit jeher eine Reihe natürlicher Klimafaktoren, wie z.B. die Schwankungen der Sonnenaktivität, Vulkanausbrüche oder auch Änderungen der Ozeanströmungen (BADER & BANTLE, 2004). Diese Klimafaktoren überlagern sich in vielfältiger Weise und führen schließlich zu der zwar bekannten, aber bisher immer noch recht unverstandenen Klimavariabilität (WANNER et al., 2000, WANNER et al., 1997). Diese Variabilität manifestiert sich in Veränderungen der Klimagrößen bzw. daraus abgeleiteter Kenngrößen innerhalb eines Jahres (innerannuelle Variabilität), von Jahr zu Jahr (interannuelle Variabilität), von Jahrzehnt zu Jahrzehnt (dekadische Variabilität) und schließlich in langfristigen Klimaentwicklungen, die sich in Klimatrends, -wechseln bzw. –sprüngen äußern. Statistisch fixierte Merkmale, wie Eintrittswahrscheinlichkeiten und Häufigkeit von Extremereignissen (mittlere Andauer von Dürren, Sturmhäufigkeit, Häufigkeit von Starkniederschlägen,…) gehören gemäß neuerer Klimadefinitionen ebenfalls zum Klima bzw. sind Klimacharakteristika (CLAUSSEN, 2003). Verlässliche Aussagen zu Änderungen hinsichtlich Auftretenswahrscheinlichkeit und Intensitäten sind allerdings schwerer aufzuzeigen und nachzuweisen, da die seltenen Extremereignisse statistisch schlecht erfassbar sind (FREI & SCHÄR, 2001).

Seit Beginn der Industrialisierung im 19. Jahrhundert ist das menschliche Handeln als ein zusätzlicher Klimafaktor hinzugekommen. Es muss nach den neuesten Befunden (IPCC, 2007) damit gerechnet werden, dass ein wesentlicher Anteil der globalen Erwärmung der vergangenen 100 bis 150 Jahre und speziell jene der letzten zwei bis drei Jahrzehnte des 20. Jahrhunderts mit hoher Wahrscheinlichkeit auf menschliche Aktivitäten zurückgeht.

Das Klima und seine Änderungen bilden eine wichtige Randbedingung für das Verständnis der verschiedenen im Rheingebiet vorherrschenden Abflussregime sowie des langperiodischen Schwankungsverhaltens des Abflusses. Hierzu ist die Kenntnis der raum-zeitlich variierenden hydrometeorologischen Größen erforderlich. Im Folgenden erfolgt deshalb eine Charakterisierung des langperiodischen Schwankungsverhaltens der wichtigsten hydrometeorologischen Größen an Hand der Halbjahres- und Jahreswerte der Lufttemperatur (LT), der Gebietsniederschlagshöhe (SumhN), der Gras-Referenzverdunstung (ET_r) sowie der Jahressummen der klimatischen Wasserbilanz (KWB) für 7 ausgewählte Regionen im Rheingebiet (vgl. Abb. 4.2); teilweise wurden diese bei Spezialuntersuchungen auch zu 2 Großregionen aggregiert Die klimatische Wasserbilanz wird aus der Differenz der jährlichen Gebietsniederschlagshöhe und der Gras-Referenzverdunstungshöhe gebildet.

Die Lufttemperatur wird hier berücksichtigt, da dieses meteorologische Element einerseits eine Leitgröße zur Charakterisierung des Klimas darstellt und andererseits die Art des Niederschlages (fest, flüssig) sowie den Schneedeckenauf- und -abbau steuert. Weiterhin steht sie in enger Korrelation mit der Verdunstung.

Als ein erster Erklärungsversuch des Trendverhaltens des Niederschlages bzw. zur Absicherung der Ergebnisse der Trendanalysen wird der Niederschlagsverlauf in Beziehung zu Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation gesetzt. Hierzu werden aus der Klassifikation der Großwetterlagen nach HESS UND BREZOWSKI (1977) ausgewählte Kenngrößen betrachtet. Der Zusammenhang, der zwischen Großwetterlage (GWL) und Niederschlagshöhe besteht, wird am Beispiel von 134 Gebietsniederschlagsreihen für Teileinzugsgebiete des Rheins und aus Kenngrößen der Großwetterlagenklassifikation analysiert.
Die Abhängigkeit der hydrometeorologischen Größen und ihres Trendverhaltens von der Topographie (Höhe, Luv- und Lee-Effekte) wird beispielhaft für das Einzugsgebiet der Mosel

bei PFISTER et al. (2004) erörtert. Eine detaillierte Analyse der räumlichen und saisonalen Variabilität der Niederschlagstrends für den Alpenraum wurde auf der Grundlage von homogenisierten Stationsdaten von SCHMIDLI et al. (2002) durchgeführt. Von den Autoren wird auch der Zusammenhang zwischen der beobachteten Zunahme der Winterniederschläge und den Veränderungen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation analysiert.

In den Abbildungen 6.1 bis 6.3 ist der Jahresgang der Gebietsmittel von Lufttemperatur, Grasreferenzverdunstung und Niederschlag einschließlich der Standardabeichung für das Einzugsgebiet des Rheins bis zur deutsch/niederländischen Grenze dargestellt. Ebenfalls ist in den Abbildungen das Trend/Rausch-Verhältnis der Gebietsmittelwerte wiedergegeben. Diese Trendwerte werden in den folgenden Kapiteln zusammen mit den Aussagen zum Trendverhalten der hydrologischen Halbjahre und Jahre erläutert. Zahlenangaben zu den Jahressummen bzw. -mittelwerten der genannten Größen finden sich in Tabelle 6.1 aufgegliedert nach den Teilregionen sowie für das Gesamtgebiet.

Tab. 6.1: Vieljährige Jahresmittel und –summen sowie Variationskoeffizienten der Lufttemperatur (T), der Gras-Referenzverdunstung (Etr), der Verdunstung (E), der Niederschlagshöhe (SumhN), der klimatischen Wasserbilanz (KWB) und der Abflusshöhe (Ah) für 7 Regionen im Rheingebiet für die Zeitreihe 1901-2000

Region	T	ETr	E	SumhN	KWB	Ah
	[°C]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
I	8.0	417	-	1373	956	-
II		498	-	1361	863	-
III	9.3	594	-	958	364	-
IV		573	-	876	303	-
V		613	-	742	129	-
VI		557	-	828	271	-
VII		525	-	858	333	-
I-VII	8.7	555	527	973	418	446

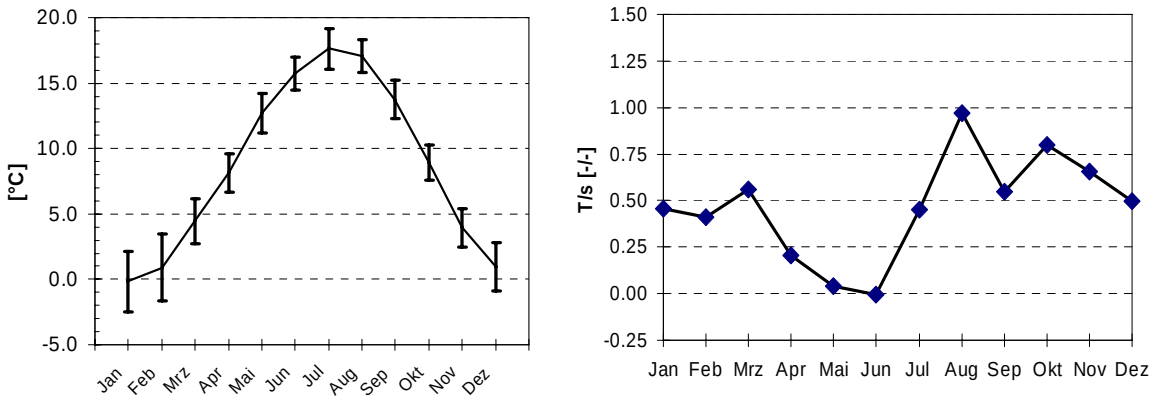


Abb. 6.1: Monatsmittel mit Standardabweichung (links) und Trend/Rausch-Verhältnis der Monatsmittel (rechts) der Lufttemperatur im Rheingebiet für die Zeitreihe 1901-2000

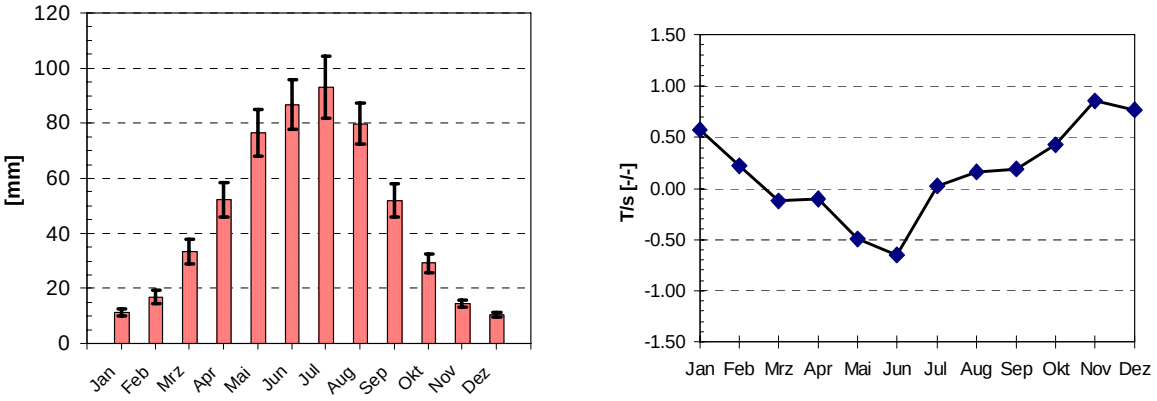


Abb. 6.2: Monatssummen mit Standardabweichung (links) und Trend/Rausch-Verhältnis der Monatssummen (rechts) der Gras-Referenzverdunstung im Rheingebiet für die Zeitreihe 1901-2000

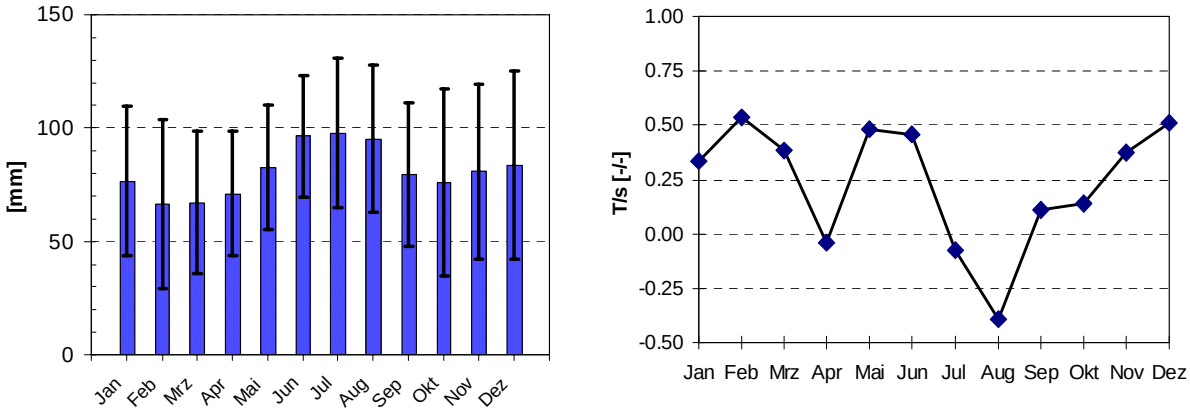


Abb. 6.3: Monatsmittel mit Standardabweichung (links) und Trend/Rausch-Verhältnis der Monatssummen (rechts) des Gebietsniederschlages im Rheingebiet für die Zeitreihe 1901-2000

6.1 Lufttemperatur und Schneedeckendauer

Die letzten zehn Jahre des 20. Jahrhunderts waren im Rheingebiet, wie auch weltweit gesehen, die wärmsten des Jahrhunderts. Die Tendenzen der Lufttemperaturen in der Untersuchungsperiode 1901/2000 sind generell durch eine Zunahme in den Jahres- sowie in den beiden Halbjahreswerten gekennzeichnet (Abb. 6.4). Für das Jahresmittel ergibt sich ein Anstieg von +0.8 °C, für das Winterhalbjahr von +0.9 °C und für das Sommerhalbjahr von +0.7 °C. Im Winterhalbjahr waren neben den 90er Jahren auch die Dezennienmittel der 70er und 80er Jahre überdurchschnittlich warm (Abb.6.6), während im Sommerhalbjahr (Abb.6.6) neben den 90er auch die 40er und die 80er Jahre gegenüber dem vieljährigen Mittelwert (1901-2000) zu warm waren.

Nach den Ergebnissen einer detaillierten Trendanalyse, die im Rahmen des KLIWA Projektes durchgeführt wurde (KLIWA, 2005), gilt, dass die Temperaturtrends der Wintermonate monatlich und regional differenzierte Abhängigkeiten von der Geländehöhe aufweisen. Diese Ergebnisse wurden für die Landesflächen Bayerns und Baden-Württembergs gefunden, können aber als repräsentativ für die Mittelgebirgsregionen des Rheingebietes angesehen werden. Schwerpunktmäßig sind die Zunahmen auf die unteren Höhenlagen bis 500 m ü. NN konzent-

riert. In den Hochlagen sind insbesondere im Februar und März nur noch geringe, teils nicht mehr signifikante Zunahmen der Monatsmittel zu verzeichnen. Die stärkste Erwärmung tritt im Winter auf. Die stärksten Änderungen im Sommerhalbjahr ergeben sich für die Monatsmittel des August. Auch hier zeigt sich die gleiche Höhenabhängigkeit wie bei den Wintertemperaturen.

Diese Aussagen beziehen sich auf die Absolutwerte. Berücksichtigt man das Trend/Rausch-Verhältnis der hier vorliegenden Stationen, so zeigen gerade die alpin geprägten Teilregionen (Gebiete I und II) bei den Wintertemperaturen eine starke Temperaturzunahme. Die Sommertemperaturen dieser Regionen verhalten sich bezüglich ihres Trend/Rausch-Verhaltens dagegen ähnlich wie die nördlich gelegenen Regionen. Auswertungen für homogenisierte Schweizer Klimastationen belegen die hier für Gebiete abgeleiteten Trendaussagen (BEGERT et al., 2005). Für denselben Zeitraum wurden an einzelnen Stationen eine Erwärmung von bis zu + 1.4 °Celsius festgestellt.

Der Anstieg der Wintertemperaturen schlägt sich auch im Verhalten von Schneedeckenparametern nieder. So stellen SCHERRER et Al. (2004) für die Schweiz fest, dass zum Ende des 20ten Jahrhunderts die Anzahl der Schneetage (ein Tag wird als Schneetag angesehen, wenn die Schneebedeckung mindestens 5 cm beträgt) sich für unterhalb von 1300 m gelegenen Stationen verringert hat.

Im Rahmen des KLIWA Projektes (GÜNTHER, 2004) wurde das Langzeitverhalten von Schneedeckenparametern für den süddeutschen Raum untersucht. Es wurden folgende Parameter (GÜNTHER & RACHNER, 2000) ausgewählt:

- Schneedeckendauer (definiert als Anzahl der Schneedeckentage in einer bestimmten Zeitspanne, z. B. in einer Winterperiode);
- Schneedeckenzeit (Zeitspanne zwischen dem Datum des Auftretens der ersten und der letzten Schneedecke);
- Schneedeckenperiode (Zeitspanne ununterbrochen aufeinanderfolgender Schneedeckentage; die maximale Andauer in einer Winterperiode wird „Winterdecke“ genannt);
- Datum des Eintritts der maximalen Schneedeckenhöhe.

Die Ergebnisse lassen auf eine Veränderung des Charakters der Winterperioden im KLIWA-Bezugszeitraum (1951/52 bis 1995/96) schließen. So weist die Schneedeckendauer fast ausnahmslos und flächendeckend einen Rückgang (negativen Trend) auf. Besonders in den unteren und mittleren Höhenlagen wird dies durch die deutliche Verkürzung der Schneedeckendauer dokumentiert. Der Rückgang beträgt verbreitet 30 bis 50%. Diese deutlichen Rückgänge bestätigen die Annahme, dass die Zahl „kernloser“ Winter zugenommen hat, d.h. dass insgesamt die Schneedeckenzeit eine geringere Zahl von Schneeperioden aufweist und diese überwiegend von kurzer Dauer sind.

Wegen der großen Variabilität dieser Größen ist der Nachweis der statistischen Signifikanz des gefundenen Trends nur teilweise möglich. Aus dem flächendeckend übereinstimmenden Trendverhalten der verschiedenen Schneedeckenparameter kann jedoch die Existenz realer Veränderungen als gesichert angenommen werden. Von den Autoren wird der verbreitete Rückgang der Schneedeckendauer auf die erheblich angestiegenen Lufttemperaturen der Monate Dezember bis März zurückgeführt. Die für das Gebiet Baden-Württembergs nach dem KLIWA-Bericht geltenden Zahlenwerte sind beispielsweise:

- Rückgang der mittleren Anzahl der Tage mit einer Schneedecke (Schneedeckendauer)
  - um ca. 30 - 40% in tiefer liegenden Gebieten (< ca. 300 m ü. NN),
  - um ca. 10 - 20% in mittleren Höhenlagen (zwischen 300 und 800 m ü. NN),

- um weniger als 10% in den höher gelegenen Gebieten bzw. teilweise sogar leichte Zunahme in größeren Höhen (> ca. 800 m ü. NN)
- Zunahme der Schneedeckenzeit (Zeitspanne zwischen erstem und letztem Tag eines Winters mit Schneedecke unter Einschluss der schneefreien Tage) in großen Teilen des Untersuchungsgebiets um bis zu 30 Tage

Die im Rahmen des KLIWA-Projektes festgestellten Veränderungen bei den Schneedeckenparametern stehen im Einklang mit den Temperaturtrends sowie den zeitlichen Entwicklungen der Gebietsniederschläge (vgl. GÜNTHER
2004).

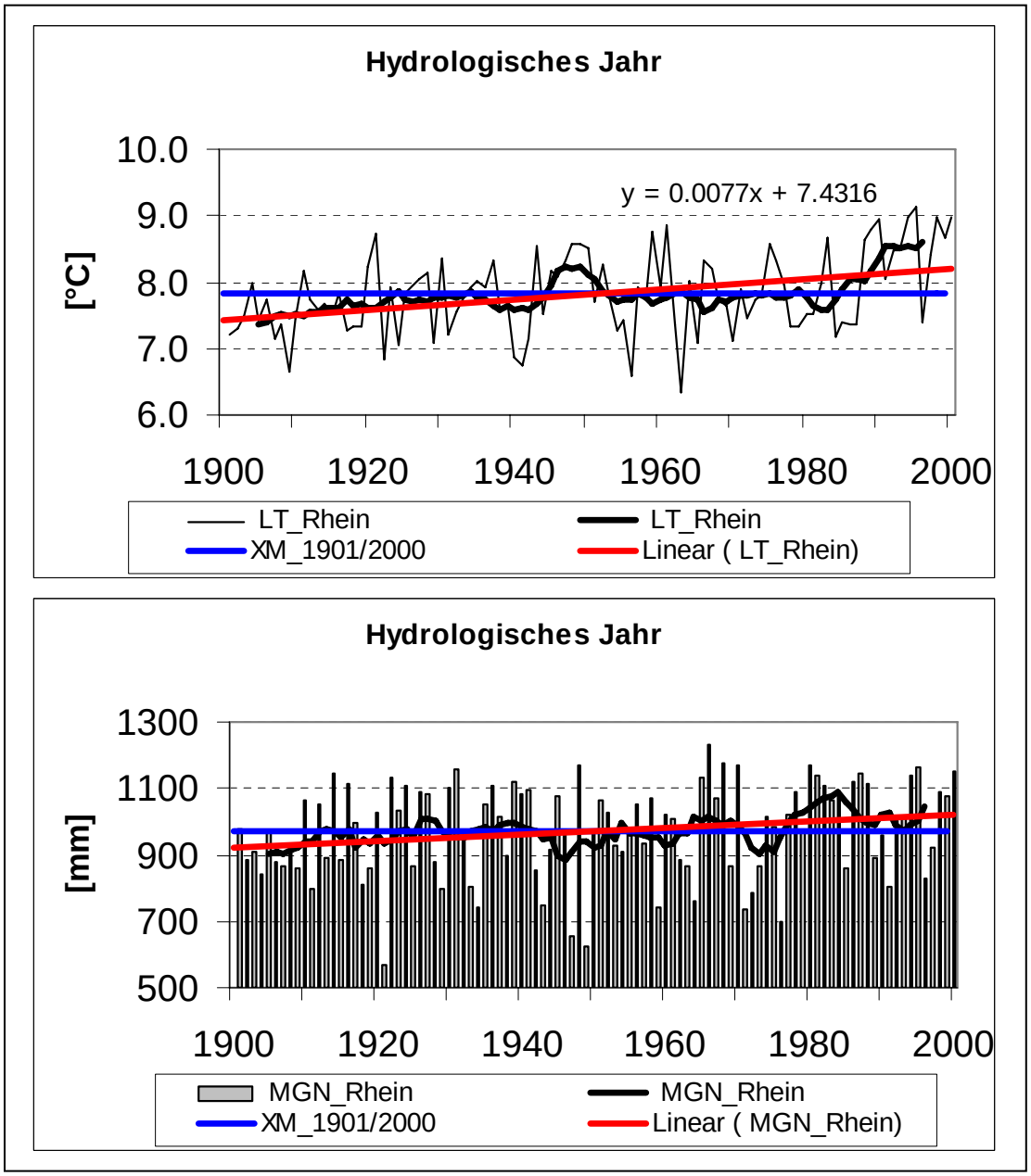
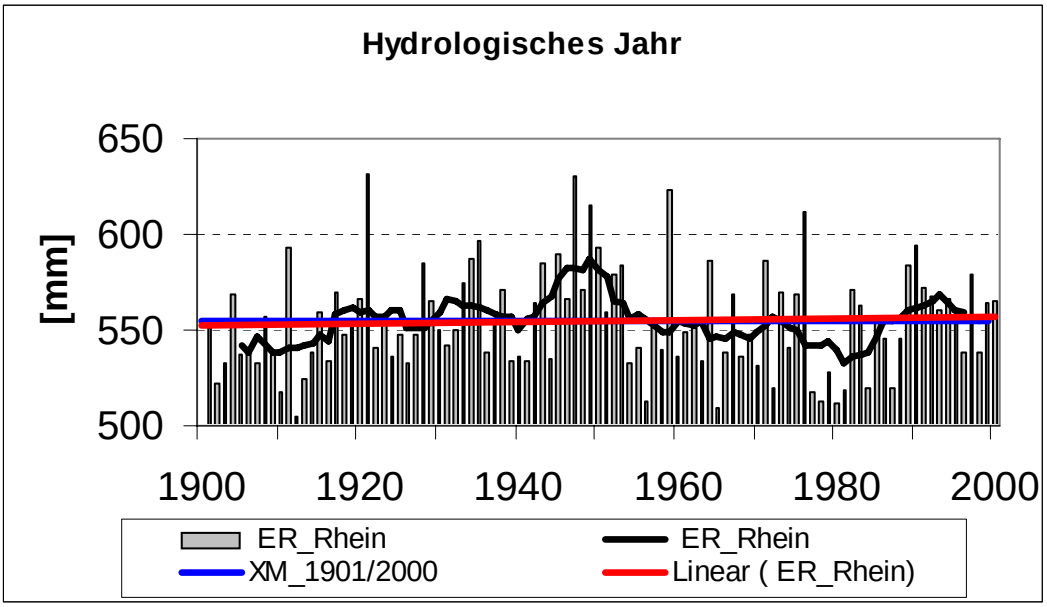


Abb. 6.4: **Jahreswerte (Säulen), linearer Trend (rot), vieljähriger Mittelwert (blau) und gleitendes Mittel (schwarz) der Zeitreihe 1901 - 2000 der Lufttemperatur (oben) und des Gebietsniederschlages (unten) für das Rheingebiet**



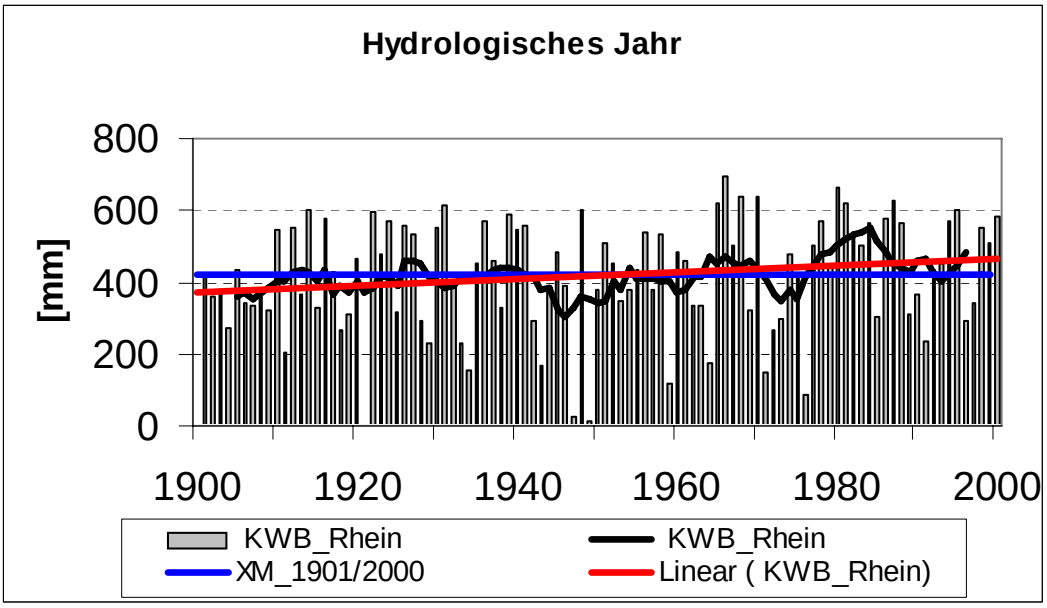


Abb. 6.5: **Jahreswerte (Säulen), linearer Trend (rot), vieljähriger Mittelwert (blau) und gleitendes Mittel (schwarz) der Zeitreihe 1901 - 2000 der Gras-Referenzverdunstung (oben) sowie der Klimatischen Wasserbilanz (unten) im Rheingebiet**

6.2 Gebietsniederschlag

Die Zeitreihe der jährlichen Gebietsniederschlagshöhen für das gesamte Rheingebiet (SumhN) zeigt im Zeitraum 1902-2000 eine ansteigende Entwicklung, die zu einem Teil auf das Fehlen besonders niederschlagsreicher Jahre in den ersten 10 Jahren des Jahrhunderts zurückzuführen ist. In den 60er, 80er und 90er Jahren lagen dagegen mehrere Jahre über dem vieljährigen Durchschnittswert von 970 mm. Die ab der Dekade 1961/70 einsetzende Hinwendung zu niederschlagsreicheren Verhältnissen ist nur von der trockenen Dekade 1971/80 unterbrochen. Bei differenzierter Betrachtung an Hand der standardisierten Zeitreihen der 7 Teilregionen zeigt sich räumlich ein überwiegend identisches Schwankungsverhalten (vgl. Abb. 6.7).

Die Betrachtung des Niederschlagsverhaltens der hydrologischen Winterhalbjahre zeigt prinzipiell gleiche Aussagen bezüglich der Entwicklungstendenzen. Lediglich für das Gebiet des Alpenrheins (MGN-I) sind in den 40er und 50 Jahren höhere und in den 80er Jahre geringere Dekadenwerte anzutreffen. In den Sommerhalbjahren ist bei SumhN keine ausgeprägte Entwicklung erkennbar. Mit Ausnahme der Region III (Oberrhein, Obermosel und Saar) ist jedoch zu vermerken, dass in allen Regionen leichte Zunahmen auftreten. Die Dekadenbetrachtung offenbart allerdings zwei auffällig feuchte Zehnjahresperioden in den 20er und 30er Jahren. Die regionale Differenzierung ergibt ein erheblich uneinheitlicheres Regionalverhalten als bei den Jahres- und Winterhalbjahreswerten. Die Untersuchungsteilräume lassen sich in zwei Gruppen einteilen, wobei die südlichen Gebiete (Region I-V) und die nördlichen Gebiete (Region VI und VII) jeweils zu unterscheiden sind. Letztere weisen insbesondere in den 30er Jahren eine unterschiedliche Ausprägung auf.

Dem T/R-Verhältnis der Einzelmonate, hier dargestellt für die Gebietsniederschlagsreihe des Rheingebietes (vgl. Abb. 5.1.3) ist zu entnehmen, dass alle Monate des Winterhalbjahres mit Ausnahme des Monats April positive Entwicklungen aufweisen. Am ausgeprägtesten sind diese Zunahmen in den Monaten Dezember und Februar. Im Sommerhalbjahr können für die Monate Mai und Juni positive und für die Monate Juli und August fallende Tendenzen bei den monatlichen Niederschlagssummen ausgewiesen werden. Der August zeigt dabei mit einem T/R-Verhältnis von –0,4 die stärkste Abnahme. In den Monaten September und Oktober ist nur eine schwach zunehmende Tendenz festzustellen.

Über das Jahrhundert (1901-2000) betrachtet verändert sich die Niederschlagsverteilung sowohl bei den Jahres- als auch bei den Halbjahreswerten. Am ausgeprägtesten sind die Zunahmen der winterlichen Niederschläge. Bei den sommerlichen Niederschlägen ist die zunehmende Entwicklung ebenfalls vorhanden, allerdings weniger stark ausgeprägt. Dies liegt an den Abnahmen bei den Monatssummen Juli und August sowie den nur schwach ausgeprägten Zunahmen der Monate September und Oktober. Die hohen Niederschläge im Winterhalbjahr treten gehäuft in den 60er, 80er und 90er Jahren des 20. Jh. auf. Die Periode 1920 bis 1960 kann dagegen, bezogen auf die Winterniederschläge, als trocken eingestuft werden. Auffällig bei den Sommermonaten sind die 20er und 30er Jahre mit überdurchschnittlich hohen Niederschlägen. Ausgesprochen unternormale Sommerniederschläge finden sich in den 10er, 40er und 70er Jahren.

Mit Hilfe des Mann-Kendall Tests fanden im Rahmen des Projektes Trendanalysen mit Signifikanzprüfung statt. Ergebnisse für die Gebietsniederschlagsreihen liegen für die Zeitreihe 1901 - 2000 für die durch die Rheinpegel abgegrenzten Flussgebiete und die Flussgebiete der

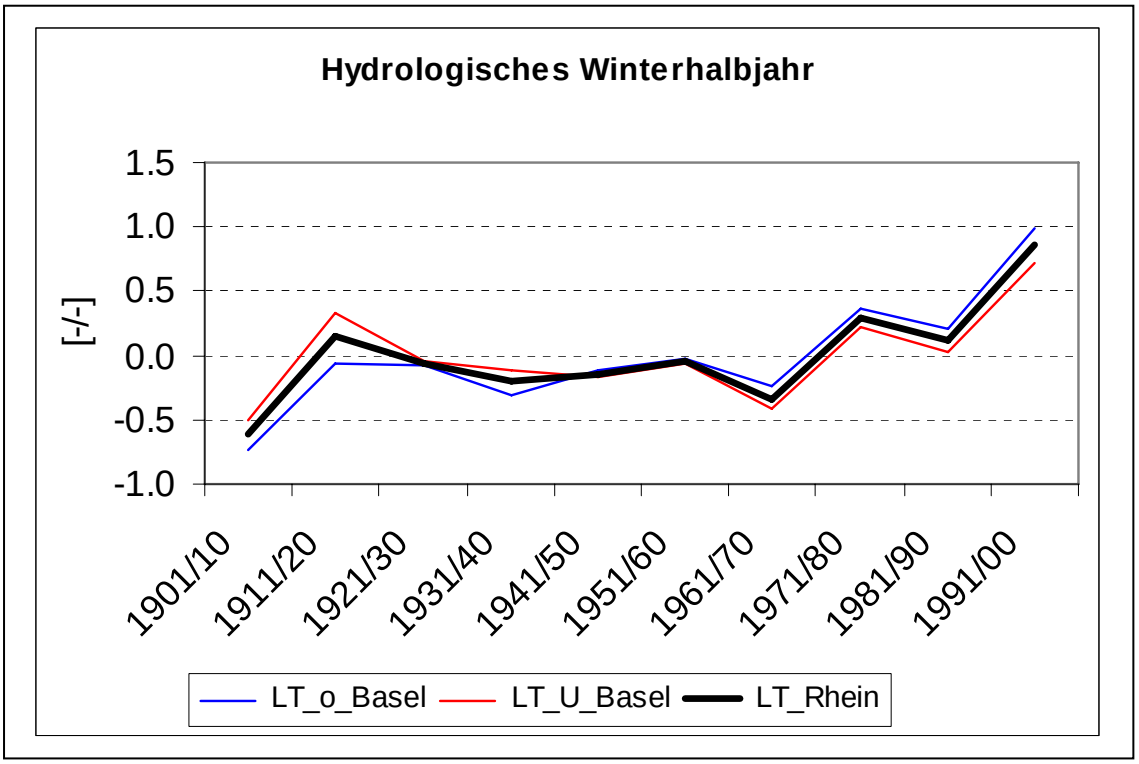
größeren Nebenflüsse (Aare, Main und Mosel) vor (Abb. 6.8). Für die Zeitreihe 1951 –2000 sind darüber hinaus die Ergebnisse von kleineren Flussgebieten vorhanden (Abb. 6.8).

Die Ergebnisse dieser Trendanalysen bestätigen die für die Regionen bereits aufgezeigten Entwicklungen. Demnach sind für die Jahres- und Winterhalbjahresreihen der Gebietsniederschläge (1901 –2000) für alle Rheinpegel und die Einzugsgebiete der großen Nebenflüsse Aare, Main und Mosel positive Tendenzen, zumeist sogar Trends auf einem Signifikanzniveau von 80%, teilweise sogar von 95% abgesichert. Bis zum Pegel Worms weisen die Niederschlagsgebietsmittel des Sommerhalbjahres negative Tendenzen auf, während für die unterhalb gelegenen Einzugsgebiete der Nebenflüsse und die Gebiete der Rheinpegel steigende Tendenzen zu verzeichnen sind.

Bei Betrachtung der Trendergebnisse für die Zeitreihe 1951 – 2000 bleibt festzuhalten, dass für die Jahreswerte und die Werte des Winterhalbjahres die positiven Tendenzen grundsätzlich erhalten bleiben, dass aber in deutlich weniger Gebieten statistisch signifikante Trends anzutreffen sind. Dies liegt darin begründet, dass aufbauend auf den Ergebnissen der Dekadenbetrachtung auch die 60er Jahre bereits als feucht einzustufen sind. Dabei verweisen die Ergebnisse der Sprunganalysen deutlich auf den relativ abrupten Charakter dieser Änderung in den 60er Jahren hin zu einem feuchteren Regime. Aus der Betrachtung der Jahreswerte (s. Abb. 5.1.10) lässt sich eine derartige Änderung ab Mitte der sechziger Jahre eingrenzen.

Die Niederschlagswerte des Sommerhalbjahres weisen für die Zeitreihe 1951 –2000 keine statistisch gesicherten Tendenzen auf. Jedoch finden sich regional gruppiert positive Tendenzen im Alpenrheingebiet, für die Einzugsgebiete der Rheinpegel einschließlich der Nebenflüsse am Oberrhein, des Mains und der Mosel. Negative Tendenzen weisen die Reuss (Nebenfluss der Aare), einige Nebenflüsse des Mittelrheins (Lahn und Sieg) sowie des Niederrheins (Lippe) auf. Wie die Betrachtung der räumlichen Verteilung des Niederschlages im Zusammenhang mit den Großwetterlagen zeigt, treten insbesondere in den Sommermonaten regionale Eigenheiten je nach vorherrschender Großwetterlage auf, die bei einer detaillierten Analyse ein derartiges regionales Trendmuster erklären könnten.

Andererseits können aber Inhomogenitäten in den Niederschlagsreihen insbesondere in den kleineren Gebieten zum jetzigen Bearbeitungsstand nicht völlig ausgeschlossen werden, so dass eine Beantwortung dieser Frage weiteren Studien vorbehalten bleiben muß.



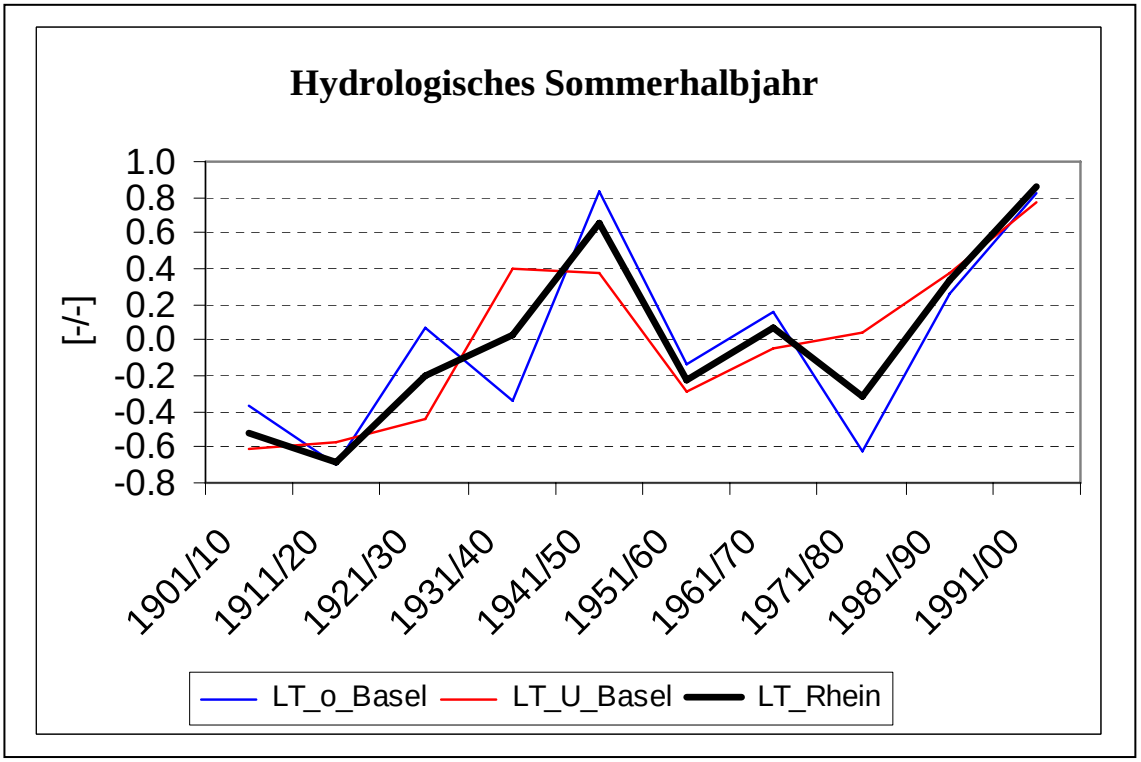
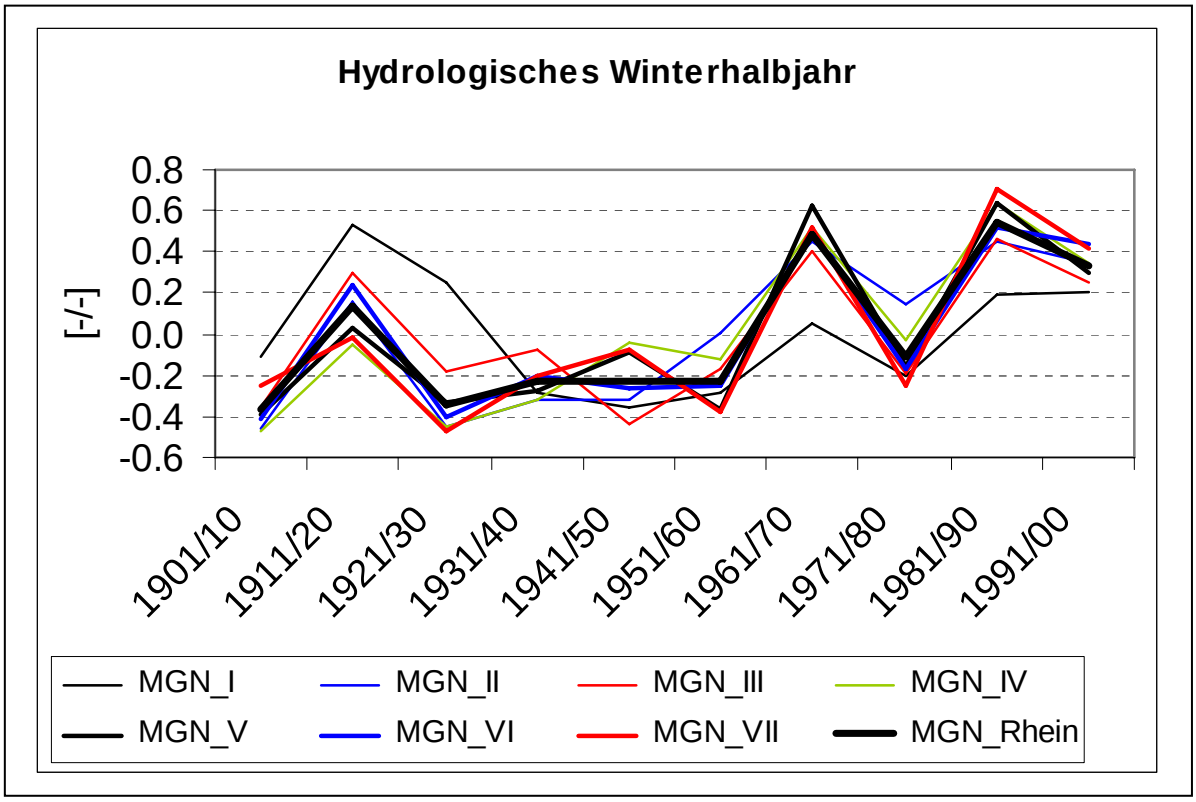


Abb. 6.6: **Standardisierte Dekadenmittel der Lufttemperatur im Rheingebiet oberhalb Basel (LT_o), unterhalb Basel (LT_u) und das gesamte Rheingebiet (LT_Rhein) für das hydrologische Winter- (oben) und Sommerhalbjahr (unten) für die Zeitreihe 1901 – 2000**



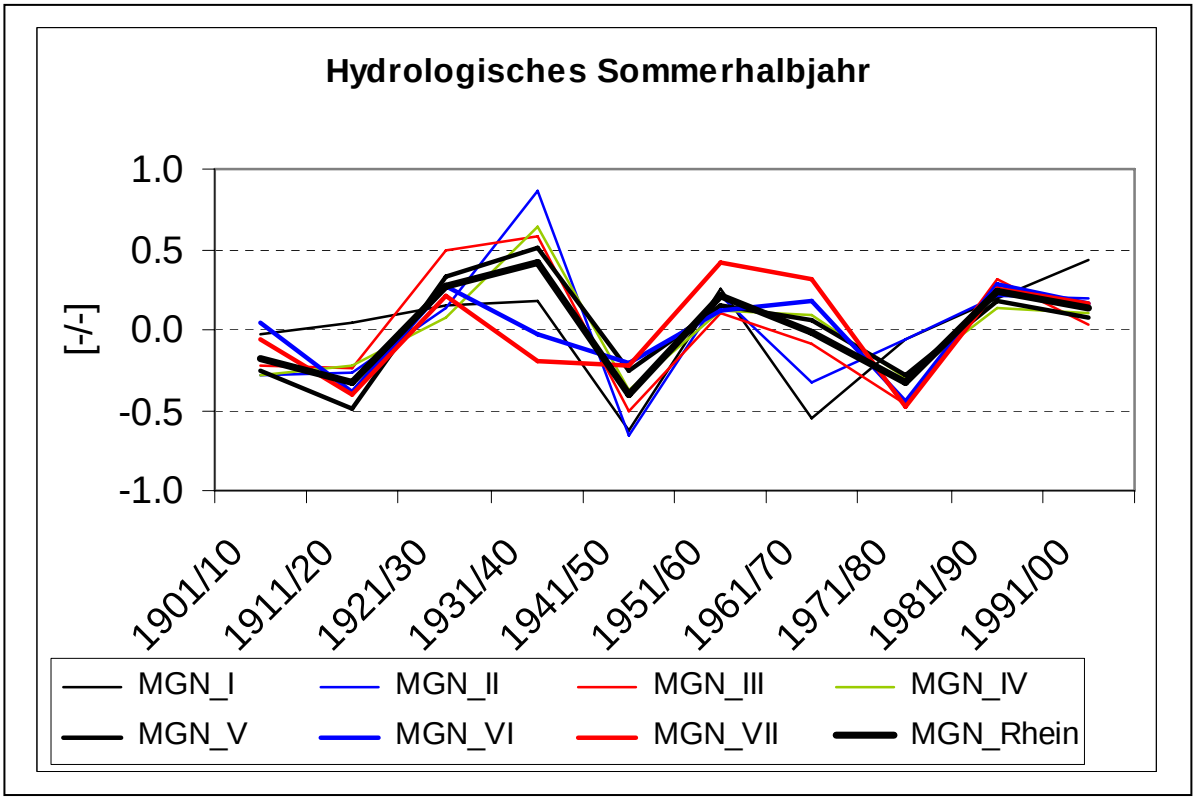


Abb. 6.7: **Standardisierte Dekadenmittel des Gebietsniederschlages im Rheingebiet für das hydrologische Winter- (oben) und Sommerhalbjahr (unten) für die Zeitreihe 1901 - 2000**

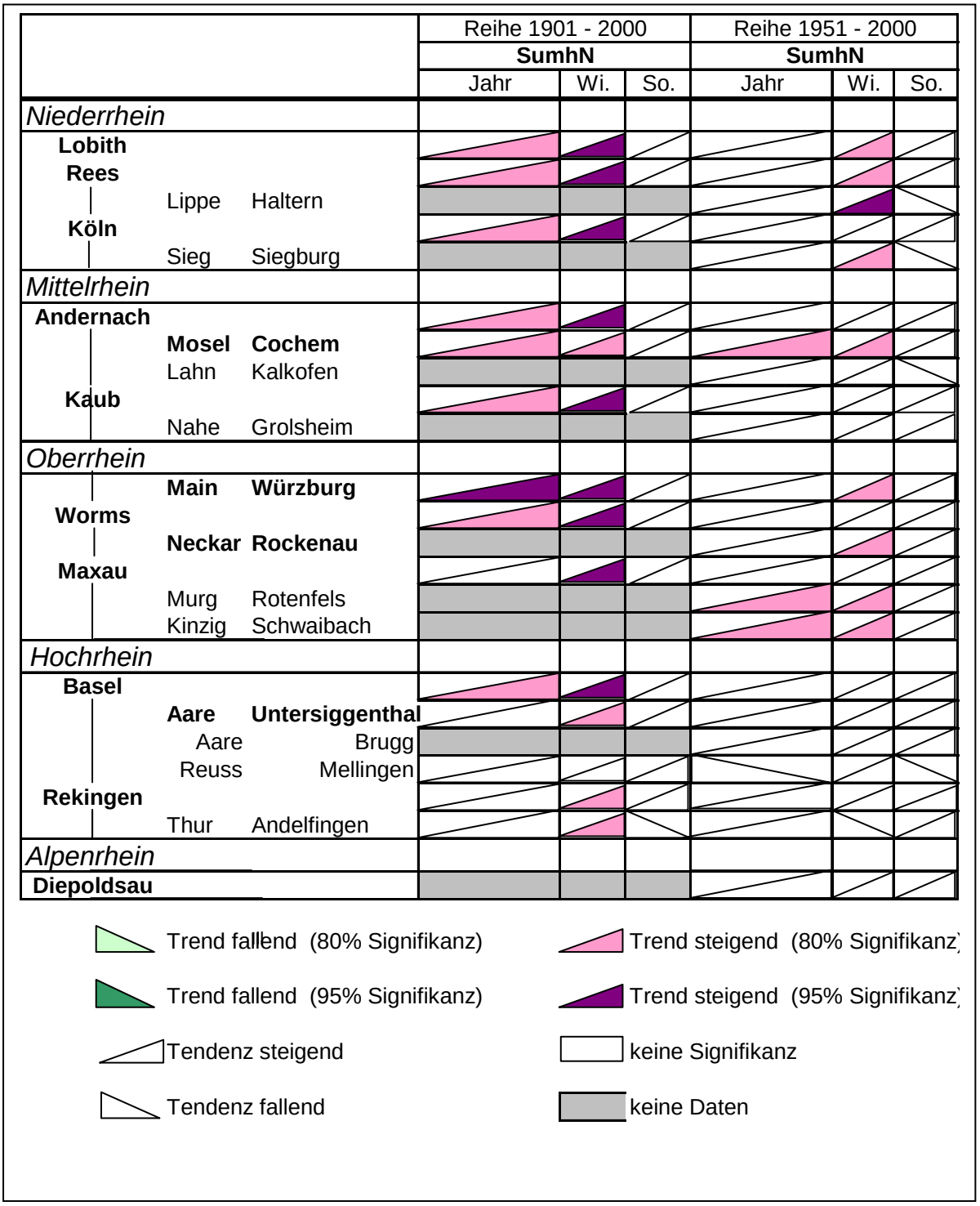


Abb. 6.8: Trends und Tendenzen der Halbjahres- und Jahreswerte des Gebietsniederschlages für Teileinzugsgebiete des Rheingebietes für die Zeitreihe 1901 – 2000 und 1951 bis 2000

6.3 Gras-Referenzverdunstung und klimatische Wasserbilanz

Es ist zu erwarten, dass die Temperaturentwicklung sich auch im zeitlichen Verlauf der potenziellen Verdunstung wiederfindet. Neben der Temperatur sind aber noch andere meteorologischen Größen, wie Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit sowie Globalstrahlung von Bedeutung. Da die Verdunstung nur mit aufwändigen Methoden direkt messbar ist, wird sie i.A. zweckmäßigerweise mit entsprechenden Gleichungen berechnet. Die sog. Gras-

Referenzverdunstung nach FAO stellt dabei einen weitverbreiteten Ansatz für die Berechnung der potenziellen Verdunstung dar. Diese ist definiert als die Verdunstung über einer standardisierten Grasfläche (Höhe 14 cm) auf einem einheitlichem Boden bei optimaler Wasserversorgung. (ALLEN et al., 1994). Bei der von WENDLING (1995) vereinfachten Form der Penman-Monteith-Gleichung, die der Berechnung der Gras-Referenzverdunstung (ET_r) zu Grunde liegt, werden nur die Einflussgrößen Temperatur und Sonnenscheindauer berücksichtigt. Wegen der stark begrenzten Verfügbarkeit langer homogener Zeitreihen der Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit stellt die Anwendung der reduzierten Modellgleichung einen Vorteil bei der Erstellung langer Zeitreihen der Verdunstung dar.

Bezüglich der zeitlichen Entwicklung der Wertereihen der Gras-Referenzverdunstung bleibt festzuhalten, dass im 20. Jh. keine Tendenzen zu erkennen sind. Allerdings zeigt sich eine deutlich erhöhte Verdunstungshöhe in der Dekade 1941/50. Die sich in der 2. Jahrhunderthälfte wieder anschließenden geringeren Verdunstungshöhen, insbesondere in den 60er, 70er und 90er Jahren, resultieren aus dem in diesem Zeitraum festzustellenden Rückgang der Sonnenscheindauer bzw. der Globalstrahlung (KLÄMT & RICHTER, 2001); BENISTON et al., WILD et al., 2004). Die regionale Differenzierung in 7 Teilregionen lässt bzgl. des Schwankungsverhaltens drei Gruppen erkennen. Die Regionen I und II, die das Rheineinzugsgebiet bis Basel umfassen, zeigen eine deutliche Abnahme über die Jahrzehnte, insbesondere in den 70er und 80er Jahren. Die Gebiete III, IV und V (Oberrhein mit Neckar und Main sowie Obermosel und Saar) entsprechen dem Gebietsmittel insgesamt. Die nördlichen Teilräume (Gebiete VI und VII) zeigen ein uneinheitliches Verhalten, d.h. sie weichen in einzelnen Jahrzehnten deutlich vom gesamten Gebietsmittel ab.

Bei der klimatischen Wasserbilanz (KWB) paust sich die Niederschlagsentwicklung markant durch. Es gibt über das 20. Jh. gesehen einen ansteigenden Trend. Die regionale Differenzierung zeigt Abweichungen im Gesamtverhalten im Alpen-, Bodensee- und Aareraum. Die dominierende Bedeutung der Einflussgröße Niederschlag ergibt sich auch aus der Betrachtung der interannuellen Variabilität, d.h. der Standardabweichungen und der Gebietsmittelwerte des Rheingebietes von SumhN (140 mm), ET (25 mm) und KWB (150 mm) für die Zeitreihe 1901/2000. Die Standardabweichung der Gras-Referenzverdunstung fällt klein gegenüber der des Gebietsniederschlages aus. In der klimatischen Wasserbilanz führt die Wirkung beider Größen letztlich zu einer Vergrößerung der interannuellen Variabilität.

Zu Vergleichszwecken wurde auf analoge Weise eine Untersuchung der jährlichen Abflusshöhe (hA) durchgeführt. Dies geschah zunächst anhand der Reihe für den Pegel Köln, der als repräsentativ für das gesamte Rheingebiet angesehen werden kann. Auch hier zeigt sich eine Anstiegstendenz bei den Jahres- und Dekadenwerten.

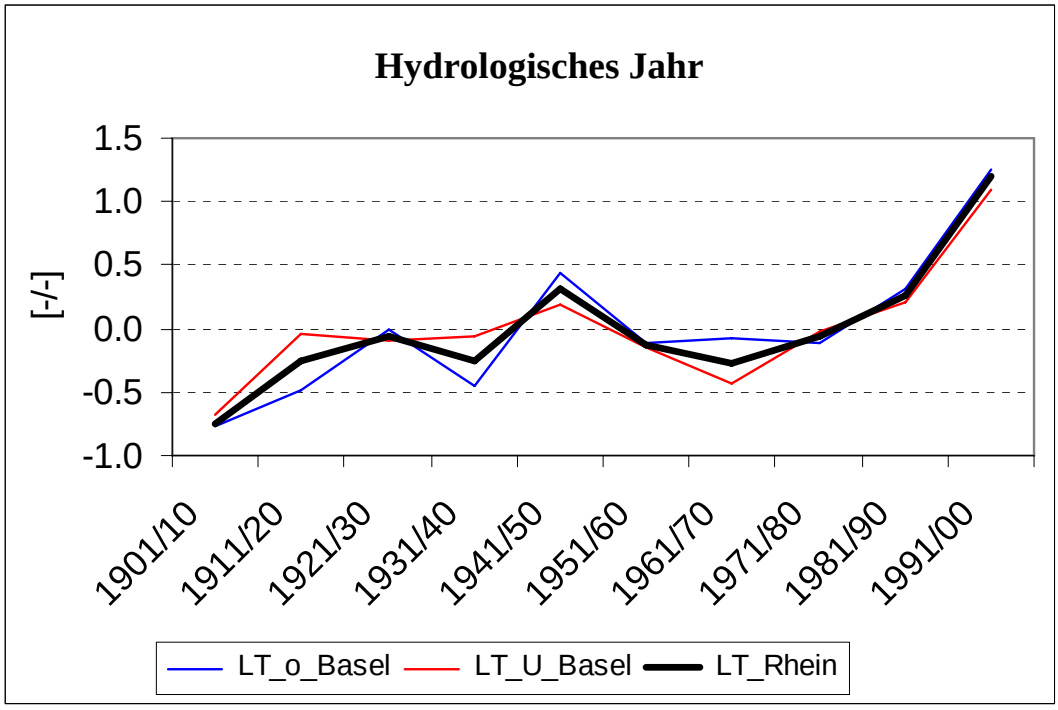


Abb. 6.9: Standardisierte Dekadenmittel der jährlichen Lufttemperatur im Rheingebiet

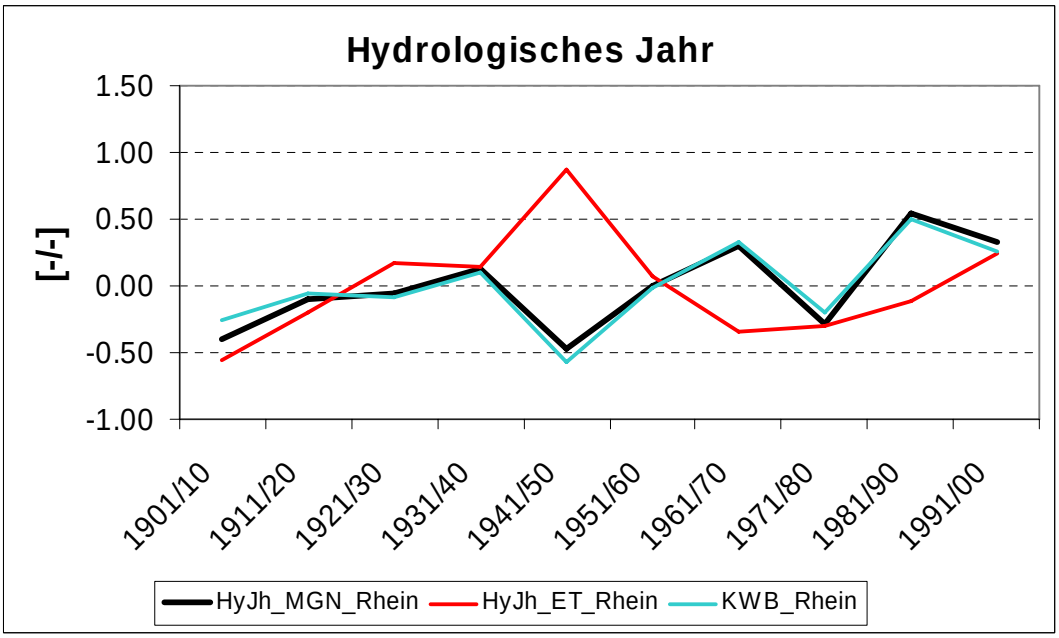


Abb. 6.10: Standardisierte Dekadenmittel der jährlichen Gebietsniederschlags- und Gras-Referenzverdunstungshöhe sowie der klimatischen Wasserbilanz für das Rheingebiet

Zumindest für die mittel- und niederrheinischen Pegel ist somit zu konstatieren, dass eine Anstiegstendenz in ähnlicher Weise sowohl bei Untersuchung der jährlichen SumhN-Werte

bzw. der KWB und der hA auftritt (s.o.). Da die zeitliche Variabilität beim Niederschlag deutlich höher ist als bei der Gras-Referenzverdunstung, wird das Trendverhalten der klimatischen Wasserbilanz im Wesentlichen durch den Niederschlag bestimmt. Der positive Trend in der Zeitreihe der jährlichen Bilanzwerte ergibt sich hauptsächlich aus dem positiven Trend in den Jahreswerten der Niederschlagshöhe, aber infolge des negativen Trends der Gras-Referenzverdunstung ist der Trendbetrag bei den Klimatischen Wasserbilanzen größer als beim Niederschlag. Die Zunahme in den Jahreswerten der klimatischen Wasserbilanz ist somit auch im Wesentlichen auf die Zunahme der Niederschläge im Winterhalbjahr zurückzuführen, während für das Sommerhalbjahr je nach Gebiet auch ein leichter Rückgang der klimatischen Wasserbilanzen aufgrund des Niederschlagstrends zu verzeichnen ist.

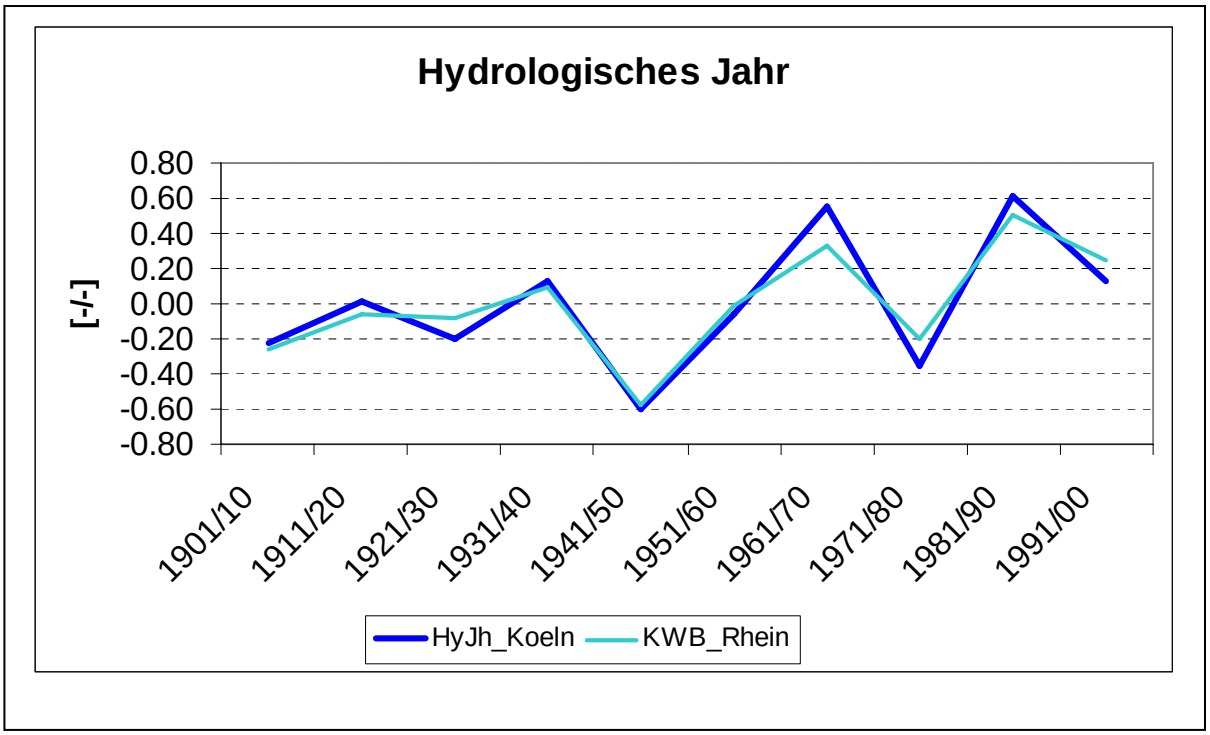


Abb. 6.11: **Gegenüberstellung der standardisierte Dekadenmittel der jährlichen Klimatischen Wasserbilanz für das Rheingebiet und der Abflusshöhe am Pegel Köln**

6.4 Änderungen der atmosphärischen Zirkulation und ihre Relation zum Niederschlag im Rheingebiet

Von den hydrometeorologischen Größen weist der Niederschlag eine besonders große räumliche und zeitliche Variabilität auf. Sein Auftreten an einem gegebenen Ort zu einem gegebenen Zeitpunkt wird gemeinsam vom großräumigen Zustand der Atmosphäre sowie von regionalen und lokalen Einflussfaktoren bestimmt. Insbesondere die Topographie erzeugt auf Grund von Stau- und Abschattungseffekten in Abhängigkeit der Anströmungsrichtung im starken Maße regionale Niederschlagsmuster, die damit auch wesentlich die Abflussbildung in einem Einzugsgebiet bestimmen. Es hat sich gezeigt, dass der Zusammenhang zwischen Kenngrößen, die die großräumige atmosphärische Zirkulation beschreiben, und dem Niederschlag sowohl räumlichen als auch zeitlichen Variationen im Jahresverlauf unterliegen (DWD, 2001). So führt eine verstärkte Zonalität der Strömung (die vorherrschende Windrichtung verläuft hierbei breitenparallel) besonders in orographisch exponierten Regionen, die in ihrer Längserstreckung von Süd nach Nord reichen, insbesondere in den Wintermonaten zu hohen Niederschlagsmengen. Während des Sommers ist eine wesentlich größere Bandbreite atmosphärischer Zirkulationsmuster mit dem Niederschlagsgeschehen verbunden. Damit ist hier ein nicht so eindeutiger Zusammenhang herzustellen, wie dies im Winter möglich ist.

Im Folgenden werden nach einer Vorstellung von Kenngrößen, die die atmosphärische Zirkulation über Europa beschreiben und des verfügbaren Datenmaterials die zeitlichen Änderungen in der Häufigkeit von Großwetterlagen im Zeitraum 1901/2000 aufgezeigt sowie der Zusammenhang zwischen der atmosphärischen Zirkulation und dem Niederschlag im Rheingebiet in Hinblick auf seine räumliche und zeitliche Ausprägung analysiert.

6.4.1 Kenngrößen der atmosphärischen Zirkulation

Die in Mitteleuropa bekannteste Wetterlagenklassifikation ist diejenige nach HESS & BREZOWSKY (1977). Sie beschreibt sogenannte Großwetterlagen, die bereits von BAUER (1963) als „die mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas während eines mehrtägigen Zeitraumes“ definiert wurden. Die Länge eines solchen Zeitraumes wurde von HESS & BREZOWSKY (1977) auf drei Tage festgelegt. Die Klassifizierung besteht darin, dass für jeden Tag die jeweilige Wettersituation aufgrund der Position der vorherrschenden Druckgebiete und der Erstreckung der Frontalzonen über Europa einer bestimmten Wetterlagenklasse zugeordnet wird. Eine Datenreihe dieser auf Tagesbasis zugeordneten Klassen liegt seit 1881 vor und deckt damit das gesamte 20. Jahrhundert ab. Der Großwetterlagenkatalog wurde inzwischen mehrmals vollständig überarbeitet, zuletzt von GERSTENGARBE, WERNER & RÜGE (1999) in seiner 5. Auflage. Der Katalog "subjektiver" Großwetterlagen (GWL) unterscheidet insgesamt 29 verschiedene Fälle (s. Tabelle A2 im Anhang). Mehrere verwandte Großwetterlagen lassen sich gemäß der Zirkulationsformen in die drei Gruppen zonal, gemischt und meridional sowie auf Grund der vorherrschenden Windrichtung in 10 verschiedene sogenannte Großwettertypen gliedern (vgl. Tabelle 2).

Für die Analyse des Zusammenhangs zwischen Niederschlag und Großwetterlage wurden hier die Großwetterlagen bezüglich ihrer Niederschlagsaktivität in die zwei Gruppen „Wetterlage feucht“ (GWL_F) und „Wetterlage trocken“ (GWL_T) entsprechend des mit einer Wetterlage verbundenen Niederschlagsgeschehens zusammengefasst (s. Tabelle A2 im Anhang). Für die Gruppierung wurde auf KOTLARSKI et al. (2004) zurückgegriffen, der eine Zuweisung der Großwetterlagen (GWL) hinsichtlich der mittleren täglichen Niederschlagssummen für das Gebiet Südwestdeutschland in fünf Stufen vorgenommen hat (Anhang A2). Diese reichen von

„sehr nass“ (Gruppe 1) bis „sehr trocken“ (Gruppe 5). Beispielsweise bewirken die GWLen WZ, WS, WW, NWZ und NZ über das gesamte Jahr gesehen recht feuchte Verhältnisse.

Trockene Verhältnisse sind mit den Hochdruck- bzw. antizyklonalen Wetterlagen WA, SWA, NWA, HM, BM, NA und HB verbunden. Großwetterlagen, die im Sommer zu konvektiven Niederschlägen führen, sind HNA, HFA, HNFA und SA sowie NEA (Sommer und Herbst).

Je Halbjahr wurden nun die Tage, an denen eine i.A. mit Niederschlag verbundene GWL eingetreten ist, ausgezählt (nGWL_F). Aus der Differenz zwischen der kalendarischen Anzahl der Tage je Halbjahr und der Kenngröße nGWL_F ergeben sich die Tage mit GWL die mit keinem oder nur geringem Niederschlag verbunden sind (nGWL_T). Als ein einfacher Index zur Charakterisierung der der atmosphärischen Zirkulation zuzuschreibenden Niederschläge eines hydrologischen Halbjahres wurde nun die Differenz zwischen nGWL_F und nGWL_T gebildet. Positive Differenzen (nGWL_FT) besagen, dass in dem entsprechenden Halbjahr die GWL mit feuchter Witterung häufiger aufgetreten sind und damit das Halbjahr feuchter als normal anzusehen ist und entsprechend gegenläufig bei negativen Differenzen. In diese Indexreihe geht nicht die mit einer speziellen GWL im klimatischen Mittel zu erwartende absolute Niederschlagshöhe ein, sondern sie stellt eine Differenzenbetrachtung allein der Häufigkeiten der Tage bestimmter GWL dar. (s. Abb. 6.16 und 6.17).

6.4.2 Zusammenhang zwischen Großwetterlage und Niederschlag

Zur Veranschaulichung des Zusammenhangs zwischen atmosphärischer Zirkulation, Relief und Niederschlagsgeschehen sind in Abb. 5.1.12 die mittleren täglichen Gebietsniederschlagshöhen an Tagen mit den als „feucht“ eingestuften GWL (GWL_F) für das Winterhalbjahr und in Abb. 5.1.13 für das Sommerhalbjahr dargestellt. Der Anteil dieses Niederschlages bezogen auf den mittleren Niederschlag des jeweiligen hydrologischen Halbjahres findet sich ebenfalls in den Abbildungen wieder. Zur Berechnung dieser Kenngrößen standen die täglichen Gebietsniederschlagshöhen von 132 Flussgebieten im Rheingebiet für den Zeitraum 1961 bis 1995 zur Verfügung.

Die Mittelwerte der täglichen Niederschlagshöhen für Flussgebiete (~ 1500 km²) im Rheingebiet liegt für das hydrologische Winterhalbjahr und bezogen auf Tage mit einer GWL_F zwischen 2,5 mm und 6 mm. Nur in wenigen Gebieten kommen kleinere (1,5 mm) bzw. größere Werte (7,5 mm) vor. Mit den GWL_F werden in weiten Teilen des Rheingebietes 82 % und mehr des gesamten mittleren Winterniederschlages erfasst. Gebiete mit Niederschlagsanteilen zwischen 78 % und 82 % finden sich nur vereinzelt am Alpennordhang. In Flussgebieten mit hohen Mittelgebirgsanteilen werden 86 % bis 90 % der Niederschläge mit den GWL_F erklärt. Ausnahmen hiervon (82%-86%) bilden die Lee-Lagen im Neckar-, Regnitz(Main)-, Erft-, Lippe- und Ruhrgebiet sowie ein parallel zum Rhein verlaufender Streifen im südlichen Oberrheingebiet.

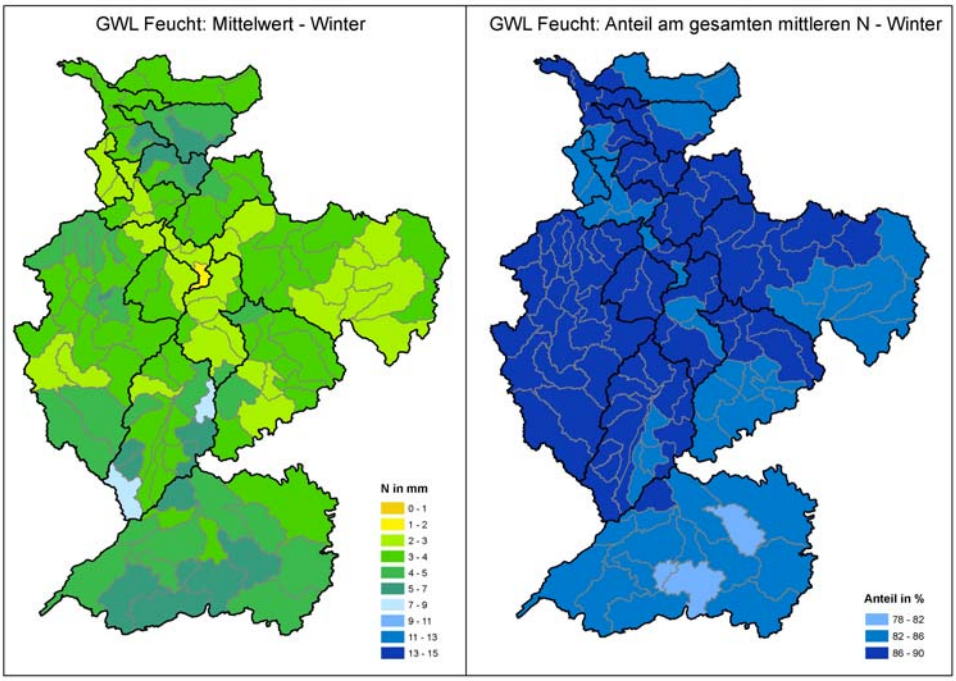


Abb. 6.12: Mittlerer täglicher Gebietsniederschlag im hydrologischen Winterhalbjahr für Teileinzugsgebiete des Rheins an Tagen bei denen eine als „feucht“ eingestufte Großwetterlage vorherrschte (links). Anteil dieses Niederschlages am mittleren Tagesniederschlag des hydrologischen Winterhalbjahres (rechts)

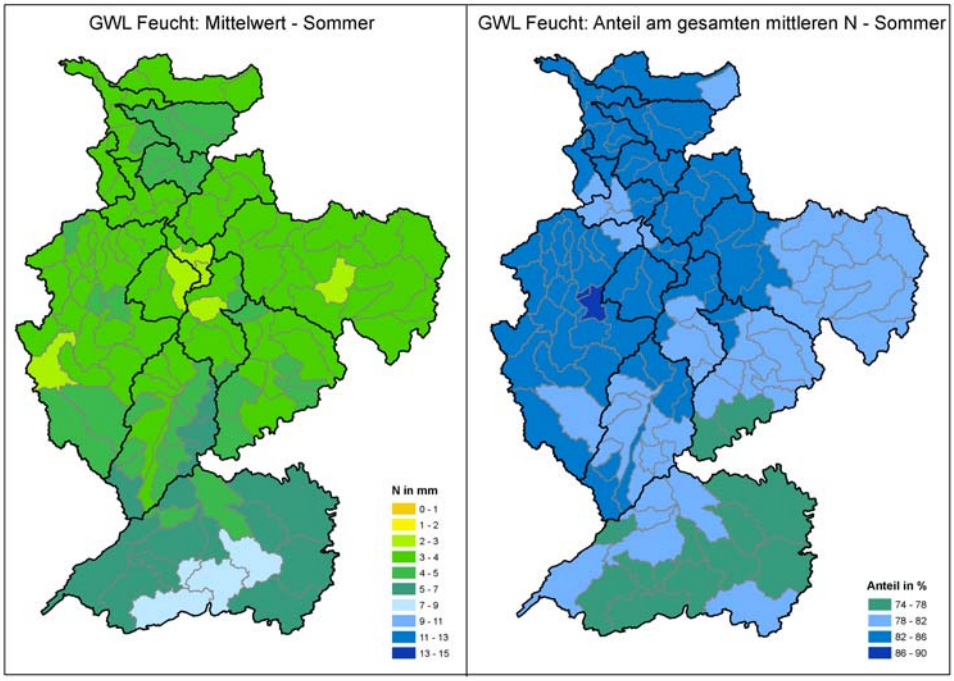


Abb. 6.13: Mittlerer täglicher Gebietsniederschlag im hydrologischen Sommerhalbjahr für Teileinzugsgebiete des Rheins an Tagen bei denen eine als „feucht“ eingestufte Großwetterlage vorherrschte (links). Anteil dieses Niederschlages am mittleren Tagesniederschlag des hydrologischen Sommerhalbjahres (rechts)

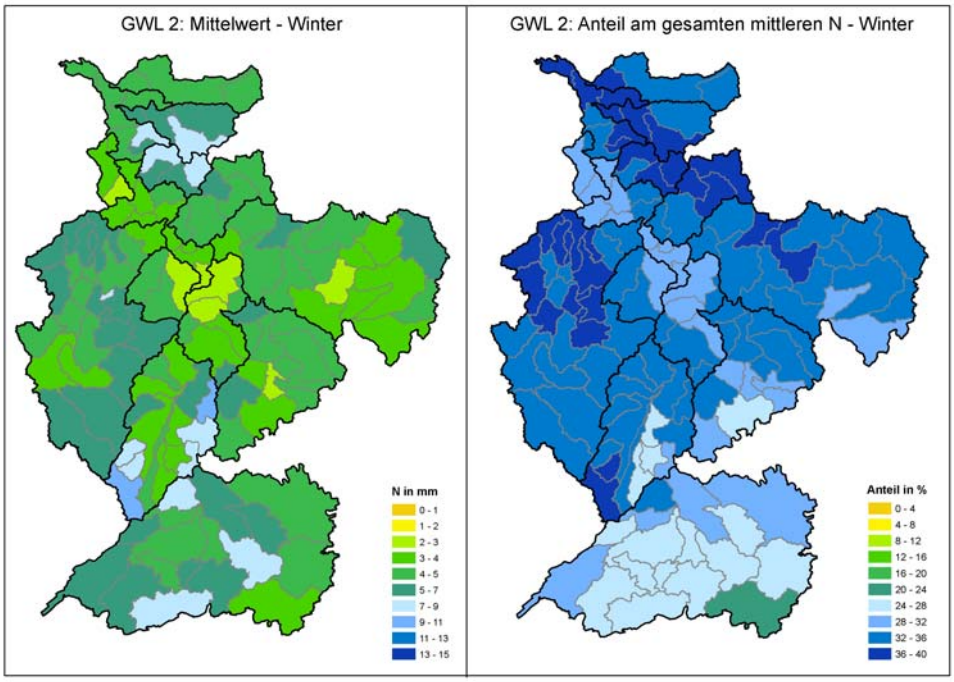


Abb. 6.14: Mittlerer täglicher Gebietsniederschlag im hydrologischen Winterhalbjahr für Teileinzugsgebiete des Rheins an Tagen bei denen die Großwetterlage „Zyklonal West“ vorherrschte (links). Anteil dieses Niederschlages am mittleren Tagesniederschlag des hydrologischen Winterhalbjahres (rechts)

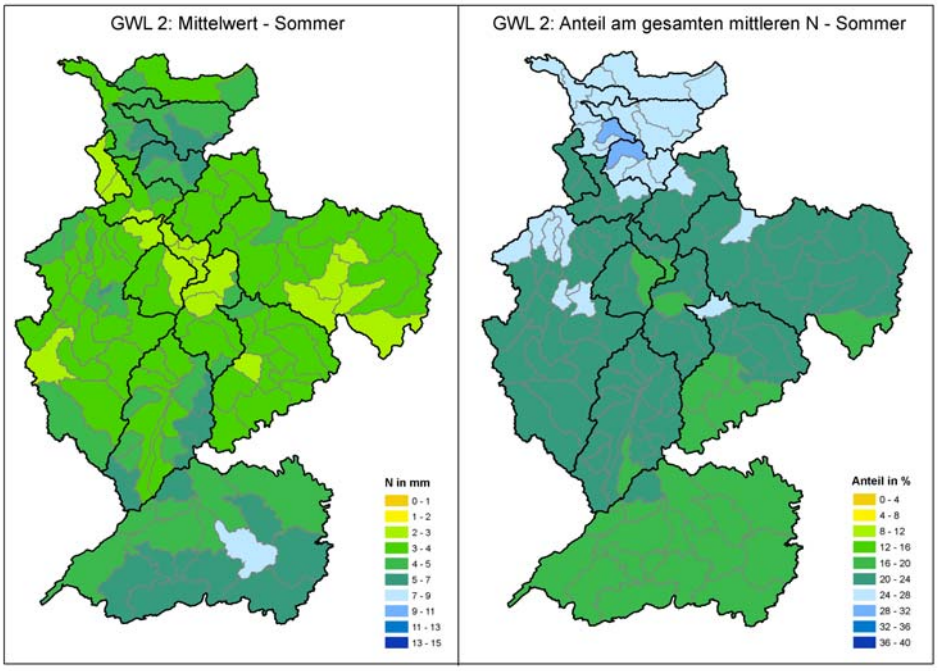


Abb. 6.15: Mittlerer täglicher Gebietsniederschlag im hydrologischen Sommerhalbjahr für Teileinzugsgebiete des Rheins an Tagen bei denen die Großwetterlage „Zyklonal West“ vorherrschte (links). Anteil dieses Niederschlages am mittleren Tagesniederschlag des hydrologischen Sommerhalbjahres (rechts)

Die Mittelwerte der täglichen Gebietsniederschlagshöhen für das hydrologische Sommerhalbjahr entsprechen bei den Absolutwerten im Wesentlichen denen des Winterhalbjahres. Mit Ausnahme des Primsgebietes (Saargebiet) liegt das Maximum der erklärten sommerlichen Niederschläge bei 86%. In weiten Teilen werden auch nur 74 %-78 % erreicht. Markant sind die geringen Niederschlagsanteile von 74 % bis 78 % für den schweizerischen Alpennordhang, die Niederungen der Alpennordseite, die Bodenseeregion sowie die schwäbische Alb. Dies deutet schon an, dass im Sommer das Niederschlagsgeschehen noch von weiteren hier nicht berücksichtigten Faktoren gesteuert wird. Deutlich ist die Sonderstellung der alpinen Regionen sowie eine Aufteilung des Gebietes in eine südöstlich und eine nordwestlich gelegene Gruppe zu erkennen. Diese Unterteilung entspricht im Wesentlichen dem sich im Rheingebiet vollziehenden Übergang zwischen dem maritim geprägtem und mehr kontinentalem Klima.

Für das Winterhalbjahr ist insbesondere die GWL „Westlage zyklonal“ (GWL_WZ) interessant, da diese die größte Häufigkeit und die niederschlagsreichsten Tage aufweist. Umgekehrt ist die Rolle der GWL_HM (Hoch Mitteleuropa) zu sehen. Insbesondere im Sommer sind mit dieser Wetterlage niederschlagsarme Tage und hohe bis sehr hohe Temperaturen verbunden. Die für die GWL_WZ berechneten Mittelwerte und der Anteil am gesamten mittleren Niederschlag sind in den Abbildungen 5.1.14 und 5.1.15 wiedergegeben. Bei den Absolutwerten fallen mit hohen Niederschlagshöhen von ~8 mm die Flussgebiete am Alpennordhang, im Luv des Schwarzwaldes und im Rothaargebirge auf. Bei der Darstellung des Anteils der GWL_WZ am gesamten Winterniederschlag werden im Sauergebiet, Flussgebieten der Mittelmosel und der Prims (Saar) sowie in Gebieten von Lahn, Sieg, Ruhr und Lippe bis zu 40 % erklärt. Weitaus weniger sensitiv reagieren weite Teile des schweizerischen Gebietsanteils. Insbesondere an Vorder- und Hinterrhein werden nur ca. 12 % des Niederschlages durch diese GWL erklärt.

Bei der entsprechenden Darstellung der sommerlichen Niederschlagsverhältnisse fällt die besondere Stellung des nördlichen Sauergebietes, der Sieg sowie der Nebenflüsse des Niederrheins auf. Die Großwetterlage GWL_WZ erklärt in dieser Region bis zu 28 % der sommerlichen Niederschlagssummen. In den übrigen Flussgebieten werden lediglich 12% bis 24% erklärt.

6.4.3 Zeitlicher Verlauf von Großwetterlage und Niederschlag

Die Dekadenreihen der nGWL_FT und nGWL_WZ_zeigen im Winterhalbjahr über das 20. Jh. betrachtet Anstiegstendenzen, d.h. die Wetterlagen mit feuchter Witterung nehmen zum Ende des Jh. deutlich zu. Dabei wird in der Dekade 1961/70 ein markanter Bruch im Hinblick auf das Gesamtverhalten evident. Auffallend ist eine Veränderung der in die Häufigkeitsklasse GWL_F fallenden Großwetterlagen. Insbesondere gewinnt die GWL_WZ in den 80er und 90er Jahren deutlich an Bedeutung. Die Tendenzen des Niederschlages lassen sich weitestgehend mit dem Verhalten der Großwetterlagen in Einklang bringen.

Es bleibt anzumerken, dass für das hydrologische Winterhalbjahr von drei voneinander messtechnisch unabhängige Variablen, dem Gebietsniederschlag, den GWLen nach HESS & BREZOWSKY und dem Abfluss, gleichermaßen Anstiegstendenzen gefunden wurden, die zudem in einem kausalen Zusammenhang stehen**.**

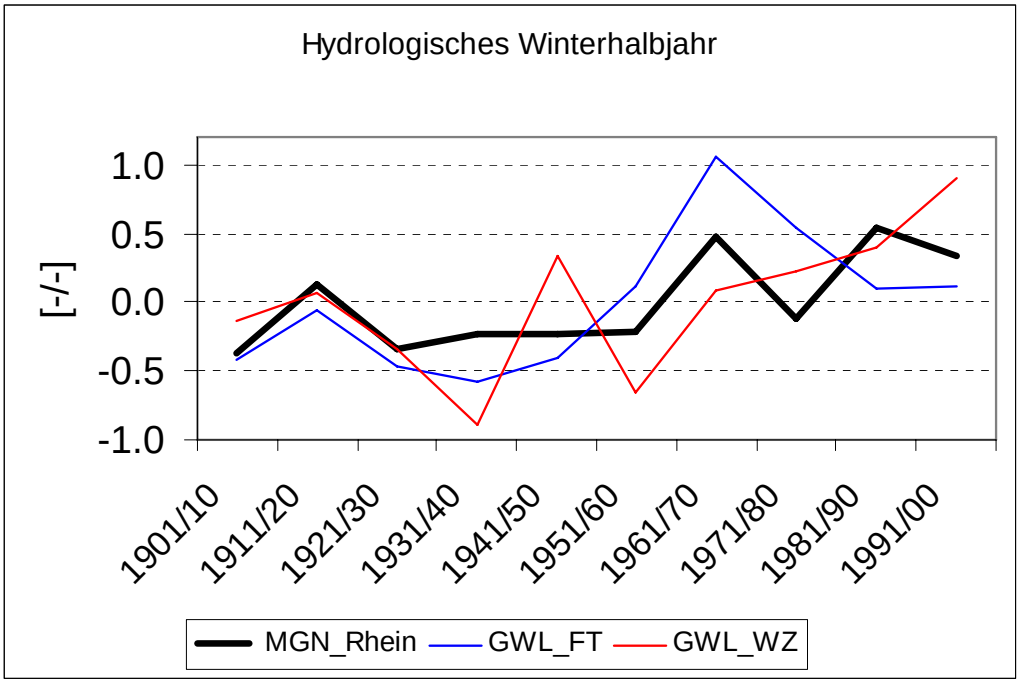


Abb. 6.16: **Gegenüberstellung der Dekadenwerte der standardisierten Häufigkeiten der Differenz von Tagen der als „feucht“ und als „trocken“ eingestuften GWL‘s sowie der GWL „Zyklonal West“ zu den Dekadenmitteln der Gebietsniederschlagshöhe für das hydrologische Winterhalbjahr**

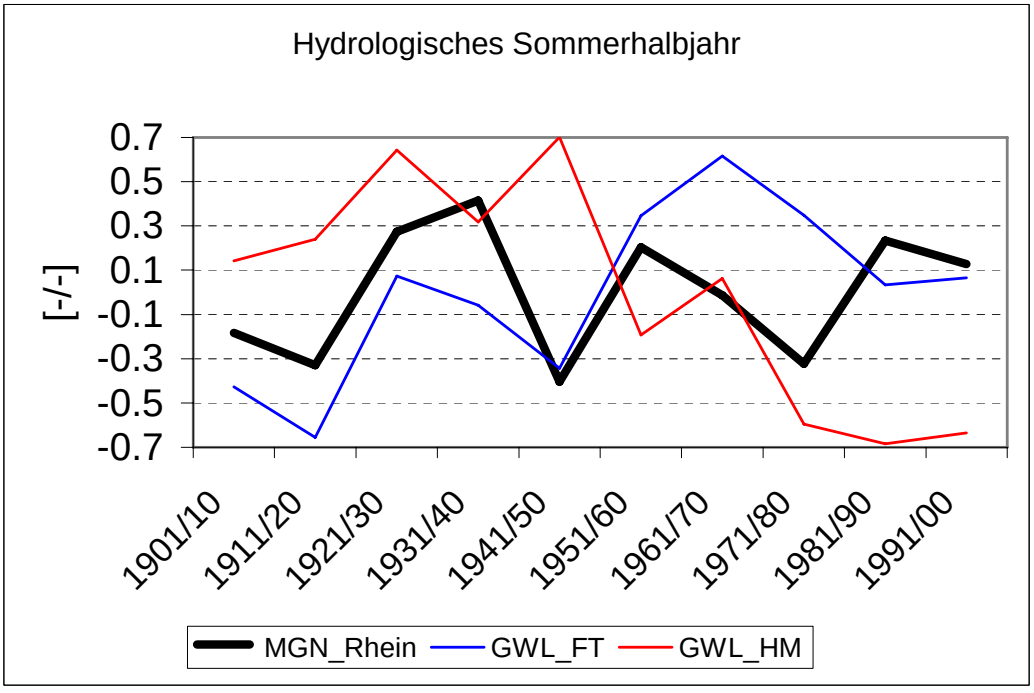


Abb. 6.17: **Gegenüberstellung der Dekadenwerte der standardisierten Häufigkeiten der Differenz von Tagen der als „feucht“ und als „trocken“ eingestuften GWL‘s sowie der GWL „Hoch Mitteleuropa“ zu den Dekadenmitteln der Gebietsniederschlagshöhe für das hydrologische Sommerhalbjahr**

In den Sommerhalbjahren zeigt die Betrachtung der Dekadenwerte der GWL_FT einen leichten Rückgang zum Ende des 20. Jh, wobei dennoch in den 80er und 90er Jahren die sommerliche Witterung als feucht einzustufen ist. Dekaden mit einer sehr feuchten Witterung waren die 20er und 30er Jahre.

Eine Verringerung in der Auftretenshäufigkeit der GWL-HM um rd. 50% ist zum Ende des 20. Jh. zu beobachten. In den Dekaden seit 1950 ist die Häufigkeit sommerlicher niederschlagsarmer stabiler Hochdruckwetterlagen deutlich zurückgegangen. Es lässt sich somit auch eine Umstellung der atmosphärischen Zirkulation im Sommerhalbjahr konstatieren. Im Parallelabgleich der standardisierten Werte der SumhN-Reihe mit den Indizes der GWL zeigt sich kein klarer Zusammenhang. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Niederschlagsentstehungsprozess in den Sommermonaten komplexer abläuft als in den Wintermonaten, so dass mit Ausnahme der steuernden Wirkung von im allgemeinen zeitlich stabilen Hochdrucklagen die atmosphärische Strömungsrichtung allein nicht für die Erklärung des Niederschlagsverhaltens herangezogen werden kann.

Wetterlagenklassifikationen haben sich als eine große Hilfe erwiesen, um bestimmte wetterlagenabhängige Vorgänge, die offenbar klimabestimmend sind, von anderen Mechanismen zu trennen und tragen damit wesentlich zum Verständnis der Klimaschwankungen bei (BISSOLLI, 2002). Sie können jedoch letztlich nicht alle beobachteten Variationen von Lufttemperatur und Niederschlag erklären. Viele dieser Prozesse sind zum Teil noch unverstanden und Gegenstand der modernen Klimatologie (WANNER et al., 1997, WANNER et al., 2000).

7 Veränderung der Alpengletscher und ihr Einfluss auf den Abfluss im Rhein

Insbesondere in den gebirgigen Teilen des Rheingebietes spielen Schnee und Eis eine wichtige Rolle für den Wasserhaushalt. Das gefrorene Wasser (in Form von Schnee und Eis) wird zwischengespeichert und mit Verzögerung wieder in den Wasserkreislauf eingespeist. Diese Verzögerung beträgt im Falle von Schneedecken mindestens wenige Stunden bis maximal ein Jahr, bzw. mehrere Jahre für Firn. Im Alpengebiet kann es in Regionen, in denen im Jahresmittel mehr Schnee fällt, als abtauen oder verdunsten kann, durch fortwährende Akkumulation von Schnee- und Firnmassen unter steigendem Auflastungsdruck zur Bildung von Gletschereis kommen. Das in Gletschern gebundene Wasser wird dann nicht nur auf Jahre, sondern auf Jahrhunderte und Jahrtausende dem Wasserkreislauf entzogen.

Der Wechsel von Gefrieren und Auftauen von Schnee und Eis prägt das Abflussregime insbesondere in den alpennahen Teilregionen des Rheingebietes, ist aber auch in größerer räumlicher Entfernung noch nachweisbar (vgl. Kap. 8). Insofern ist dieser Prozesskomplex bei einer Untersuchung des Abflussregimes zu berücksichtigen. Dies gilt insbesondere vor dem Hintergrund der zu konstatierenden klimatischen Änderungen, die sich mit einem Temperaturanstieg auch in höheren Regionen manifestieren (vgl. Kap. 6). Solange das Wechselspiel von Gefrieren und Auftauen ausgeglichen ist, wird im Durchschnitt Eis in ähnlicher Größenordnung abschmelzen und damit abflusswirksam, wie durch Umwandlung von Niederschlag in Gletschereis dem Wasserkreislauf entzogen wird. Temperaturanstieg jedoch induziert eine überproportionale Bedeutungszunahme des Auftauprozesses im o.g. Wirkungsgefüge: Gletscher verlieren an Flächenausdehnung und Volumen, woraus temporär erhöhte Abflüsse resultieren.

In diesem Zusammenhang wurde im Laufe der Arbeiten über Änderungen im Abflussregime des Rheins offenbar, dass es für das vorliegende Untersuchungsgebiet bis dato keine fundierte Quantifizierung der durch klimaänderungs-bedingte, verstärkte Gletscherschmelze freigesetzten Abflussvolumina hinsichtlich ihrer Größenordnung und unter Berücksichtigung zeitlicher Aspekte gibt.

Mit dem Ziel, diese grundlegende Wissenslücke zu schließen, wurde deshalb bei der Universität Zürich eine eigene Untersuchung zu diesem Thema in Auftrag gegeben (FRAUENFELDER-KÄÄB, 2005). Als Untersuchungsraum hierzu wurde das Teileinzugsgebiet Ilanz (Vorderrhein) ausgewählt, weil es das flächenmäßig größte unter den am stärksten vergletscherten Teileinzugsgebieten der vorliegenden Studie ist. Vorgehensweise und Ergebnisse der Untersuchungen zum Gletscherschwund werden nachstehend zusammengefasst.

Es wurden folgende Aufgaben definiert und in Teilschritten bearbeitet:

– Für den Zeitraum zwischen dem Ende der „Kleinen Eiszeit“ (um 1850) und „heute“ (um 2000) wurden im Einzugsgebiet des Pegels Ilanz Daten zur Vergletscherung und zum Gletscherschwund (Fläche, Volumen, Länge) zusammengestellt. Dabei konnte weitgehend auf bestehende Datensätze zurückgegriffen werden, insbesondere auf die „Gletscherinventare 1850, 1973“ von MAISCH (1992) und MAISCH et al. (1999) und auf das „Neue Schweizer Gletscherinventar 2000“ (SGI 2000) von PAUL (2004).

– Aufgrund dieser Daten wurden die Veränderungen der Gletscherfläche und des Gletschervolumens im Zeitraum 1850 bis 2000 quantitativ ausgewertet; dies sowohl insgesamt als auch für Teilregionen und die einzelnen Gletscher.

– Von vier im und am Rande des Gebietes gelegenen Gletschern des Schweizerischen Gletschermessnetzes wurden zudem Daten jährlicher Längenänderungen miteinbezogen.

– Schließlich wurde anhand der Volumendaten („glaziologische Reserve-Änderung“) eine Kurzbeurteilung der langfristigen Wasser- bzw. Abflussbilanz und deren möglicher und vermuteter Trends erstellt.

7.1 Lage und aktuelle Vergletscherung

Das Untersuchungsgebiet zur Teilstudie ist das hydrologische Einzugsgebiet des Pegels Ilanz am Vorderrhein.

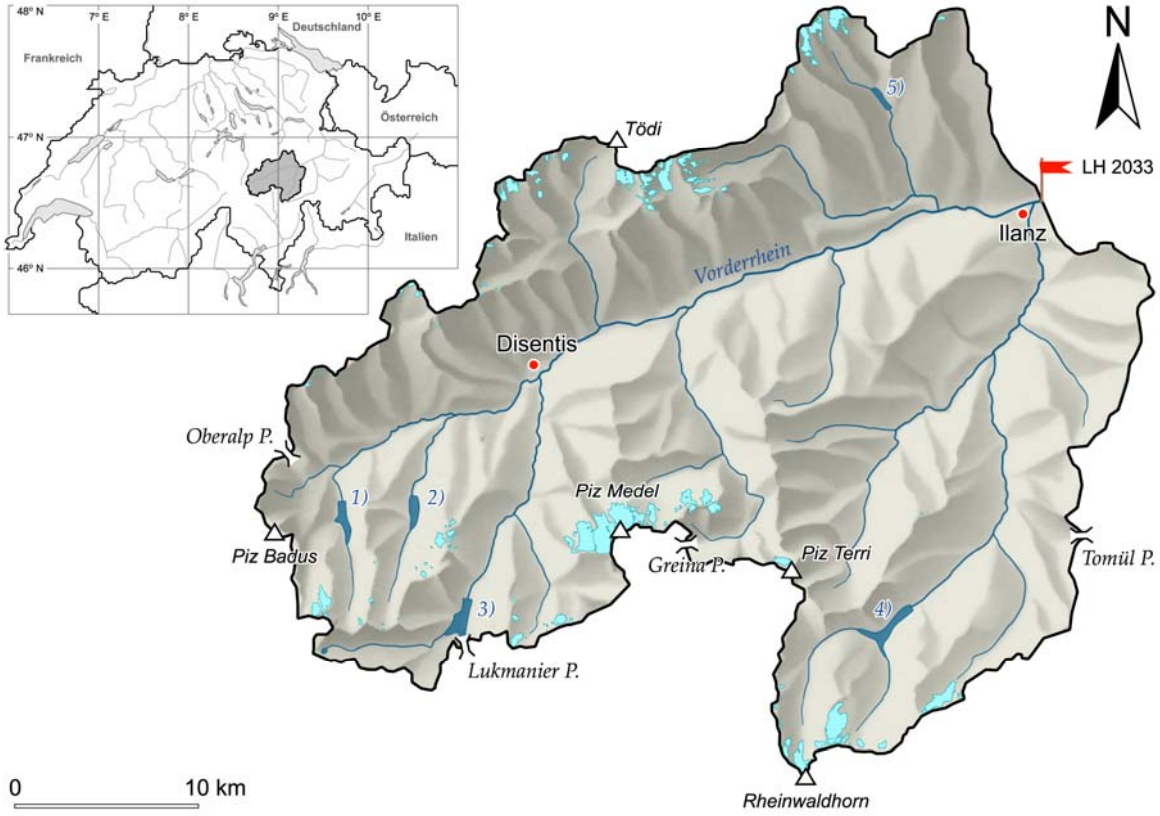


Abb. 7.1: **Hydrologisches Einzugsgebiet des Pegels Ilanz / Vorderrhein**
Speicherseen: 1) Lai da Curnera, 2) Lai da Nalps, 3) Lai da Sontga Maria, 4) Zervreilasee, 5) Lai da Pigniu. Die Gletscherausdehnung im Jahr 2000 ist in hellblau wiedergegeben. Datenquellen: Gletscherflächen 2000 aus Paul (2004), korrigiert; Basiskarte (Geländemodell, Gewässernetz) © Atlas der Schweiz 2.0 / 2004. Graphik aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

Abbildung 7.1 zeigt die Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und die geographische Verteilung der aktuellen Vergletscherung. Gemäß dem „Hydrologischen Jahrbuch der Schweiz“ (UVEK, 2003) umfasst dieses Einzugsgebiet 776 km^2, seine mittlere Höhe lässt sich auf 2020 m ü. M beziffern. Das betrachtete Einzugsgebiet erstreckt sich westlich von Ilanz von der Quelle des Rheins am Piz Badus (oberhalb des Tomasees) bis zum Pegel und ist durch zahlreiche Seitentäler geprägt, in denen sich fünf größere Speicherseen befinden.

Die Gesamtvergletscherung des Einzugsgebiets betrug 2000 insgesamt rund 21 km^2, was einem prozentualen Vergletscherungsanteil von 2,7% entspricht.[I]

Um 1850, zu Beginn des hier betrachteten Zeitraums, wies das Einzugsgebiet 121 inventarisierte Einzelgletscher auf, im Jahr 2000 existierten noch deren 86 (Tab. 7.1). Davon haben 36 Gletscher offizielle, in den Schweizer Landeskarten aufgeführte Namen (z.B. Glatscher da Medel), alle anderen wurden bei der Inventarisierung gemäss standardisiertem Vorgehen nach lokalen Kriterien neu benannt (vgl. dazu MAISCH, 1992).

Der kleinste im Jahr 2000 erfasste Gletscher (ein am Piz Alpettas gelegener „Firnfleck"), wies eine Fläche von 0,005 km^2, der grösste („Glatscher da Medel") eine Gesamtfläche von 1,95 km^2 auf (Tab. 7.2). Bei diesen „Rekord-Angaben" ist allerdings zu beachten, dass die Bestimmung des „kleinsten Gletschers" von der Gletscher-Definition und der angewendeten Messtechnik abhängig ist. So waren für den Zeitraum 1850 nur Gletscher erfassbar, die 1973 zumindest teilweise noch existierten, und/oder, als Zeugen einstiger Gletscherevidenz, deutliche Moränenablagerungen hinterlassen haben. Die Zahl der kleinsten, in den Inventaren als „Firnflecken" kategorisierten, in ihrer Dynamik jedoch meist statischen Gletschertypen („perennial ice patches", vgl. FRAUENFELDER & HAEBERLI, 1999) wurden mit dieser Methodik wohl nicht alle erfasst. Aus diesem Blickwinkel sind die nachfolgenden Daten zur Vergletscherung im untersuchten Einzugsgebiet (Anzahl und Gesamtvergletscherung) – streng genommen – als gerundete „Minimalwerte" anzusehen. Die Abweichung zu den „tatsächlichen" Werten dürfte sich aber im Bereich von wenigen Prozenten bewegen.

Tab. 7.1: Erfasste Gletscheranzahl im Teileinzugsgebiet Ilanz, sowie Maximal- und Minimalwert zu den drei Beobachtungszeitpunkten 1850, 1973 und 2000
Die mittlere Gletschergrösse (*) ist ein statistischer Wert und hat keine glaziologische Bedeutung. Tabelle aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

	Fläche 1850 (km^2)	Fläche 1973 (km^2)	Fläche 2000 (km^2)
Anzahl inventarisierte Gletscher	121	119	86
Mittlere Gletschergrösse (*)	0,57	0,30	0,24
Größter Gletscher	3,16	2,15	1,95
Kleinster inventarisierter Gletscher	0,04	0,01	0,005

Tab. 7.2: Größter und kleinster inventarisierter Gletscher im Teileinzugsgebiet Ilanz zu den drei Beobachtungszeitpunkten 1850, 1973 und 2000
Tabelle aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

	1850	1973	2000
Größter Gletscher	Lavaz	Medel	Medel
Kleinster Gletscher	Cavardiras-II	Piz Alpettas	Piz Alpettas

[I] Im Hydrologischen Jahrbuch der Schweiz – 2003 (Abflusstabelle LH 2033, S. 119) wird der Vergletscherungsanteil mit 3,8% beziffert. Es geht jedoch nicht aus der Tabelle hervor, auf welches Jahr sich die Berechnung des Vergletscherungsanteils bezieht (UVEK, 2003).

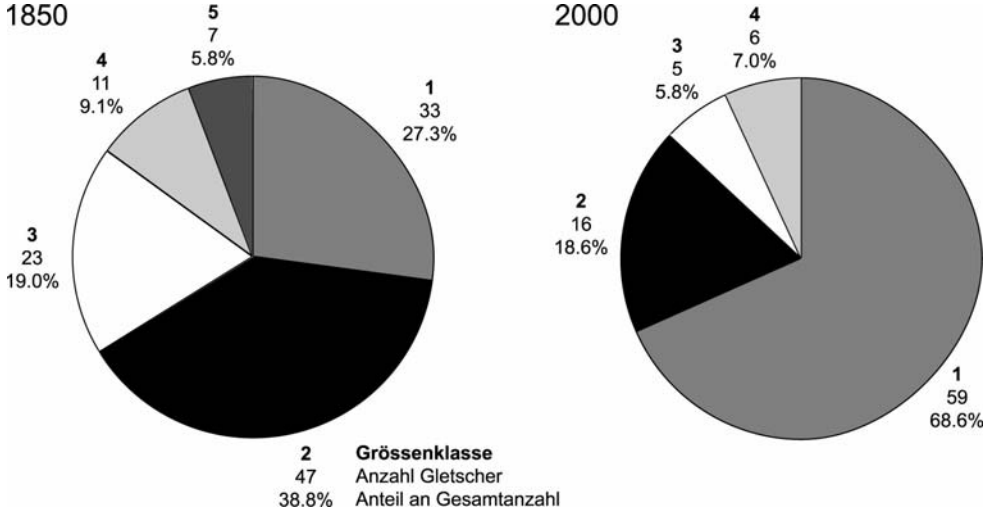


Abb. 7.2: Anzahl Gletscher pro Gletschergrößenklasse im Untersuchungsgebiet um 1850 (links) und 2000 (rechts).
Die fetten Ziffern entsprechen den Gletschergrößenklassen nach MAISCH (1992). Größenklasse 1: < 0,2 km², Größenkl. 2: 0,2 bis < 0,5 km², Größenkl. 3: 0,5 bis < 1,0 km², Größenkl. 4: 1,0 bis < 2,0 km², Größenkl. 5: 2,0 bis < 4,0 km². Die Ziffern in der 2. und 3. Zeile repräsentieren die absolute Anzahl, sowie den prozentualen Anteil der jeweiligen Größenklasse an der Gesamtmenge im Bezugsjahr (1850, 2000). Prozentuale Werte auf eine Kommastelle gerundet. 1850: n = 121, 2000: n = 86. Graphik aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

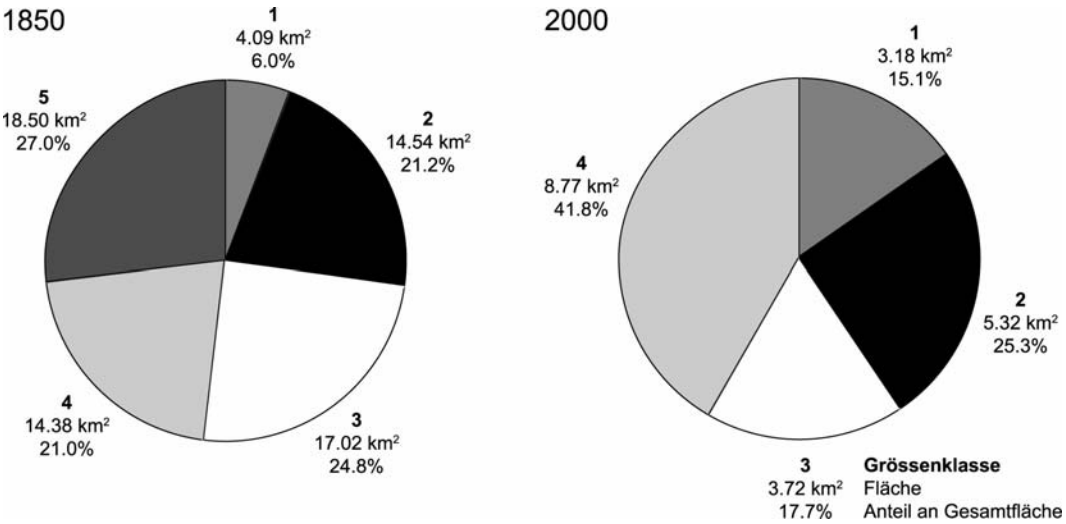


Abb. 7.3: Flächenanteile der verschiedenen Gletschergrößenklassen an der Gesamtvergletscherung des Untersuchungsgebiets, jeweils in Bezug auf das Jahr 1850 (links), bzw. 2000 (rechts).
Die fetten Ziffern entsprechen den Gletschergrößenklassen nach MAISCH (1992), vgl. Text zur Abb. 7.2. Die Ziffern in der 2. und 3. Zeile repräsentieren die Gesamtfläche der jeweiligen Grössenklassen, sowie den prozentualen Flächenanteil der jeweiligen Grössenklasse an der Gesamtfläche im Bezugsjahr (1850, 2000). Prozentuale Werte auf eine Kommastelle gerundet. 1850: n = 121, 2000: n = 86. Graphik aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

Im Jahr 2000 gehörten 74 von 86 noch existierenden Gletschern im Untersuchungsgebiet der „Größenklasse 1“ (< 0,2 km^2; Anzahl n = 59) und der „Größenklasse 2“ (0,2 bis < 0,5 km^2; n = 16)[II] an, dies entspricht einem Anteil von 87% der Gesamtanzahl (Abb. 7.2). Zum Vergleich: In den Gesamtalpen (Schweiz, Österreich, Frankreich, Italien) liegt der Anteil dieser beiden Größenklassen an der Gesamtanzahl Gletscher bei 82% (ZEMP et al., in press). Vergli-

[II] Gletschergrößenklassen nach MAISCH (1992): Größenklasse 1: < 0,2 km^2, Größenklasse 2: 0,2 bis < 0,5 km^2, Größenklasse 3: 0,5 bis < 1,0 km^2, Größenklasse 4: 1,0 bis < 2,0 km^2, Größenklasse 5: 2,0 bis < 4,0 km^2

chen mit anderen Gebirgsregionen ist dieser Wert relativ hoch (BAHR & DYURGEROV, 1999). Das vorliegende Untersuchungsgebiet weist demgegenüber eine noch stärkere Übervertretung kleiner und kleinster Gletscher auf. Dies ist insbesondere im Hinblick auf die Interpretation des ermittelten Gletscherschwunds zwischen 1850 und 2000 von Bedeutung.

Um 1850 gehörten 80 von 121 erfassten Gletschern zu den Größenklassen 1 und 2 (66,1%), zudem waren 7 Gletscher (5,8%) größer als 2 km^2 (Größenklasse 5). Im Jahr 2000 waren alle diese Gletscher kleiner als 2 km^2.

Flächenmäßig tragen die Gletscher der Größenklassen 1 und 2 im Jahr 2000 rund 40% zur Gesamtvergletscherung bei. Um 1850 betrug dieser Flächenanteil rund 27% (Abb. 7.3).

Es gilt zu beachten, dass von den hier benutzten Inventardatensätzen einzig die Hochstandsausdehnung von 1850 einen mit den damaligen Klimaverhältnissen (längerfristig, d.h. im Jahrzehntebereich) im Gleichgewicht stehenden Vergletscherungszustand abbildet. Die Aufnahmezeitpunkte 1973 (angenähert ein temporäres Gleichgewicht) und insbesondere der Zeitraum 2000 (extrem negatives Ungleichgewicht) repräsentieren transiente, gegenüber dem Klimageschehen – je nach Reaktions- und Anpassungszeit der Gletscher – verzögerte, also leicht zu große Vergletscherungszustände.

7.2 Verwendete Methoden

Sowohl Gletscherflächen (via 2-dimensionaler Geometrie) als auch Gletschervolumenveränderungen (via Massenbilanzmessungen) können heute präzise erhoben bzw. berechnet werden. Demgegenüber ist die Berechnung von Gletschergesamtvolumen in der Glaziologie nach wie vor mit grossen Unsicherheiten behaftet, da von den meisten Gletschern der Verlauf des Gletscherbetts, und somit die 3-dimensionale Geometrie nicht bekannt ist. Heute gebräuchliche Methoden zur Berechnung von Gletschervolumen basieren auf komplexen Massenbilanzmodellen (bspw. OERLEMANS, 2001; MACHGUTH et al., 2005), Eichungen mittels GWL-Modellen (bspw. ZEMP et al., 2007), oder einfachen Abschätzungen wie bspw. Parametrisierungen der mittleren Massenbilanz mehrerer Jahre (HAEBERLI et al., 1995). All diesen Methoden ist gemeinsam, dass Eingangsdaten benötigt werden, die für die vorliegenden Gletscher nicht für alle drei Bezugszeiträume vorhanden sind, weshalb auf einfachere Ansätze zurückgegriffen wurde. PAUL (2004) hat für eine Stichprobe von 718 Schweizer Westalpengletscher die Resultate der physikalischen Parametrisierung nach HAEBERLI & HOELZLE (1995) mit Resultaten der Volumenberechnungsformel von MAISCH (1992) verglichen. Die von ihm gefundenen Abweichungen der beiden Methoden lagen bei rund 6 km^3. Bei einem berechneten maximalen Gesamtgletschervolumen von 57 km^3 im Jahre 1998 entspricht dies einer Abweichung von etwas über 10%.

Bezugszeiträume 1850 und 1973
Die Volumenwerte für 1850 und 1973 wurden direkt den Inventardaten von MAISCH (1992) entnommen. MAISCH (1992) berechnete die Volumenwerte aus den kartierten Flächenwerten 1850, bzw. 1973. Er verwendete hierzu eine statistisch abgeleitete Beziehung zwischen Fläche und mittlerer Eisdicke zur Berechnung des Volumens (Formeln 1 & 2), die er anhand der Auswertung von 63 Spätglazialgletschern (Stadien Gschnitz-Clavadel-Daun und Egesen) und dem Einbezug bekannter Dickenwerte von 16 rezenten Gletschern (Daten aus MÜLLER et al., 1976) fand.

Bezugszeitraum 2000
Die Volumenwerte für 2000 wurden aus den entsprechenden Flächenwerten anhand zweier Formeln berechnet: einerseits mittels obig erwähnter Formeln von MAISCH (1992), andererseits mit einer Formel von DRIEDGER & KENNARD (1986) (siehe unten, Formel 3). Es gilt zu beachten, dass diese Volumenberechnungsformeln nur für Einzelgletscher zutreffen, da die den Formeln zugrunde liegenden empirischen Parameter aus Daten einzelner Gletscher abgeleitet sind. Für die Summe von Einzelgletscherflächen ist diese Art der Volumenberechnung hingegen nicht sinnvoll. Um das Volumen einer ganzen Gletscherregion abzuschätzen, muss daher zuerst eine Volumenberechnung auf Einzelgletscherbasis durchgeführt werden. Durch Addition der Einzelgletschervolumina erhält man in einem zweiten Schritt das Gesamteisvolumen der entsprechenden Gletscherregion.

„Ansatz MAISCH“
Statistisch abgeleitete Beziehung zwischen Fläche und mittlerer Eisdicke zur Berechnung der mittleren Eisdicke:

$$H_{eis} = 15 \cdot \sqrt{A} + 10.6 \qquad (1)$$

wobei H_{eis} = mittlere Eisdicke (m), A = Gletscherfläche (km^2).

$$V = A \cdot \frac{H_{eis}}{1000} \qquad (2)$$

wobei V = Gletschervolumen (km^3), A = Gletscherfläche (km^2), H_{eis} = mittl. Eisdicke (m).

Die im „Ansatz MAISCH“ berücksichtigten Ausgangsdaten weisen gemäß MAISCH (1992) eine beträchtliche Einzelwertstreuung auf (Abweichungen bis ca. 30%). Auch müssten aufgrund der verbesserten heutigen Datenlage einzelne Dickenwerte rezenter Gletscher zum Teil beträchtlich korrigiert werden. Zudem sind einer Kausal-Beziehung zwischen Fläche und mittlerer Eisdicke (bestimmt als Quotient aus Volumen/Fläche) grundsätzliche Bedenken entgegenzubringen, da die Dicke eines Gletschers wohl nur indirekt und nicht primär über die Gletschergröße gesteuert wird (Fließgesetz). So kann in Einzelfällen die mittlere Eisdicke (Gesamtvolumen/Fläche) selbst bei deutlichem Flächenrückgang sogar zunehmen (MAISCH, 1992).

„Ansatz DRIEDGER & KENNARD“
Als Vergleich zur Schätzformel (1), die v.a. auf spätglazialen Werten beruht, wurde das Gletschervolumen zusätzlich mit der Formel von DRIEDGER & KENNARD (1986) abgeschätzt (Formel 3). Diese Formel beruht auf der statistischen Auswertung von 15 rezenten Gletschern der „Größenklassen 1–5“ in den nordamerikanischen Cascade Mountains. Aufgrund einer Regressionsanalyse fanden sie folgende Flächen-zu-Volumen Beziehung:

$$V \approx \frac{3.93}{10^9}\left(A \times 10^6\right)^{1.124} \qquad (3)$$

wobei V = Gletschervolumen (km^3), A = Gletscherfläche (km^2)

Dieser Ansatz beruht auf der Auswertung einer statistisch kleinen Stichprobe (n = 15). Die Überprüfung mit empirisch gemessenen Vergleichsdatensätzen ergab eine Standardabweichung der Methode von 13% (DRIEDGER & KENNARD, 1986).

Im Vergleich sind die anhand des Ansatzes von DRIEDGER & KENNARD berechneten Volumenwerte generell kleiner als die durch die Formel von MAISCH berechneten. Die mittlere Abweichung zwischen den beiden Berechnungsmethoden beträgt 0,0005 km^3, mit einer Standardabweichung von ±0,002 km^3. Betrachtet man die Volumenberechnung auf der Ebene der Einzelgletscher beträgt die maximale Abweichung 0,015 km^3. Gesamthaft betrachtet zeigt ein Vergleich der beiden Formeln trotz aller genannten Einschränkungen eine gute Übereinstimmung der damit errechneten Werte.

7.3 Wichtigste Untersuchungsergebnisse

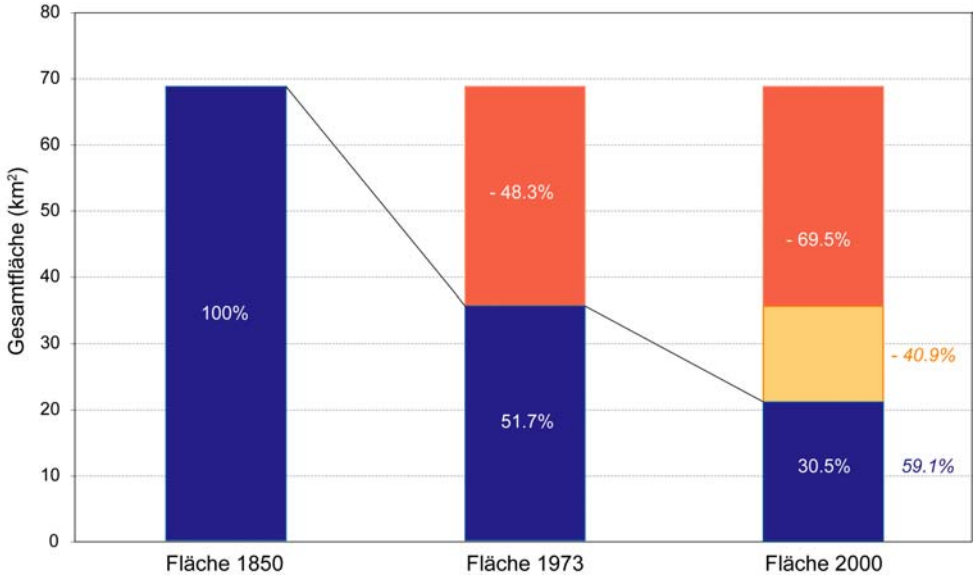


Abb. 7.4: Gesamtgletscherflächen 1850, 1973 und 2000 sowie Flächenänderungen 1850–1973, 1973-2000 und 1850–2000 im Einzugsgebiet des Pegels Ilanz.
Blau = Gesamtgletscherflächen, rot = Schwund bezüglich 1850, orange = Schwund bezüglich 1973. Prozentuale Flächenänderungen: nicht kursiv bezüglich 1850, kursiv in Bezug auf 1973. Prozentuale Werte auf eine Kommastelle gerundet. Graphik aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

Wie die Abbildungen 7.4 und 7.5 zeigen, nahmen die Flächenanteile der Gletscher im Untersuchungszeitraum stark ab. Dabei haben größere Gletscher absolut zwar mehr, im Verhältnis zu ihren Dimensionen aber deutlich geringere Flächenverluste erlitten als kleinere. Allerdings ist zu beachten, dass die kleinsten Gletscher sehr oft in gletschergünstigen Lagen lokalisiert sind (bspw. Lage in beschatteten, hochliegenden Karen); dadurch weisen ihre Schwundbeträge eine große Einzelwertstreuung auf.

Die Gesamtfläche der Vergletscherung im Einzugsgebiets der Abflussmessstation Ilanz umfasste im Jahre 1850 noch 68,5 km²; Gletscher erstreckten sich damit auf rd. 8,8% der Einzugsgebietsfläche. Bis 1973 (1. Schweizer Gletscherinventar) hatte sich die Eisbedeckung auf 35,4 km² und bis 2000 (Neues Schweizer Gletscherinventar) auf 20,9 km^2 reduziert. Im Zeitraum von 1850 bis 2000 betrug damit der Flächenschwund der Gletscher 47,6 km^2. Dies entspricht einer prozentualen Abnahme von 69,5% gegenüber 1850. Allein im Zeitraum 1973 bis 2000 betrug der Flächenschwund 14,5 km² was eine prozentuale Abnahme von 40.9% gegenüber 1973 bedeutet. Das Einzugsgebiet der Abflussmessstation Ilanz umfasst eine Fläche von 776 km². Im Jahr 2000 waren noch 20,9 km², bzw. 2,7% dieser Fläche vergletschert.

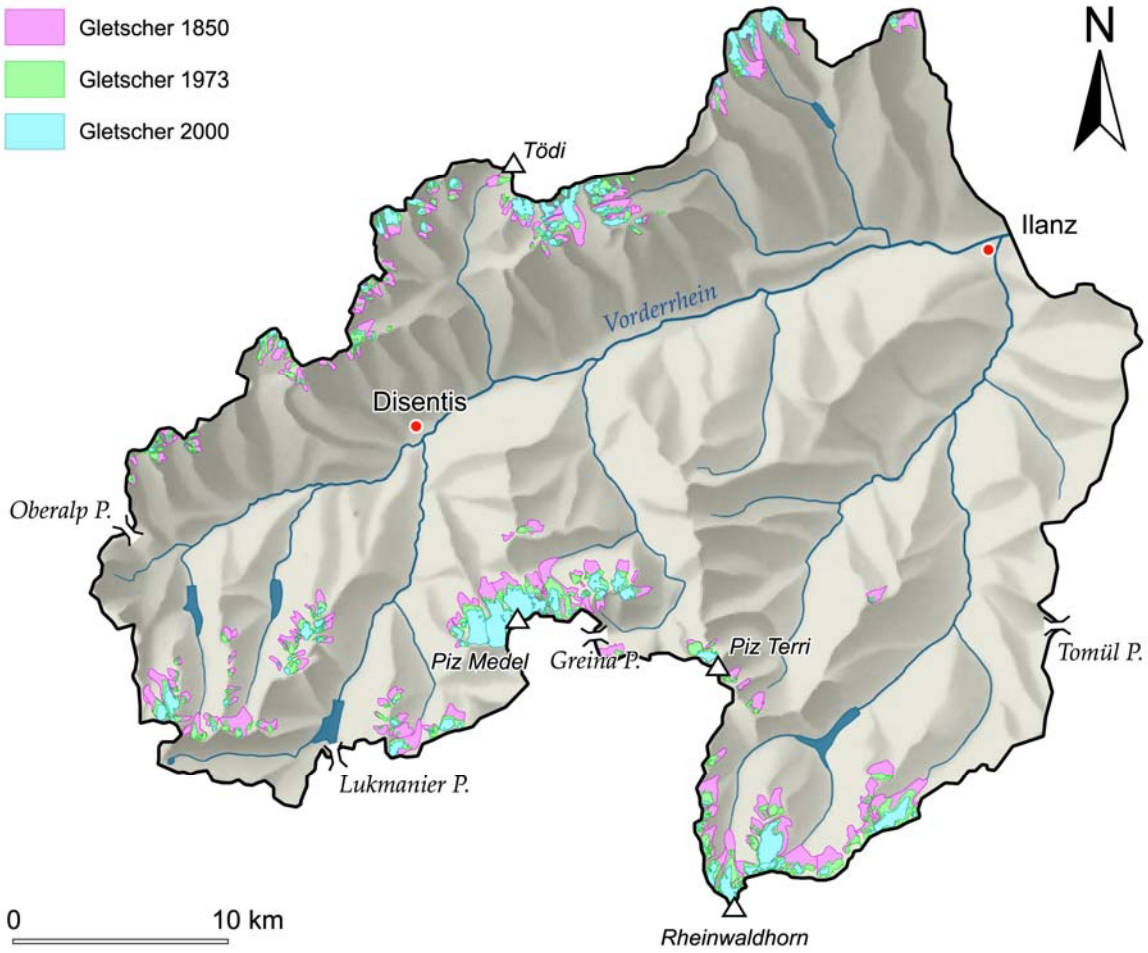


Abb. 7.5: **Gletscherflächen im Untersuchungsgebiet um 1850 (rosa), 1973 (hellgrün) und 2000 (hellblau).** Datenquellen: Gletscherflächen 1850 und 1973 aus MAISCH (1992) Gletscherflächen 2000 aus PAUL (2004), korrigiert; Basiskarte © Atlas der Schweiz 2.0 / 2004. Graphik aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

Das Gesamtvolumen der Vergletscherung im Einzugsgebiet der Abflussmessstation Ilanz umfasste 1850 noch 1,79 km³. Bis 1973 verminderte sich das Eisvolumen auf 0,81 km³ und bis 2000 auf 0,43–0,49 km³ (je nach Berechnungsart). Der Volumenschwund zwischen 1850 bis 2000 betrug (je nach Berechnungsart) zwischen 1,30–1,36 km³ Damit beträgt die prozentuale Volumenabnahme 72,6–76,0% gegenüber 1850. Der Volumenschwund der Gletscher im Zeitraum 1973 bis 2000 entsprach (je nach Berechnungsart) zwischen 0,32–0,38 km³. Dies bedeutet eine prozentuale Abnahme von 39,5–46,9% gegenüber 1973. Das geschätzte Gletschervolumen im Jahr 2000 betrug ca. 0,43–0,49 km³. Dies entspricht 0,37–0,42 km³ Wasseräquivalent.

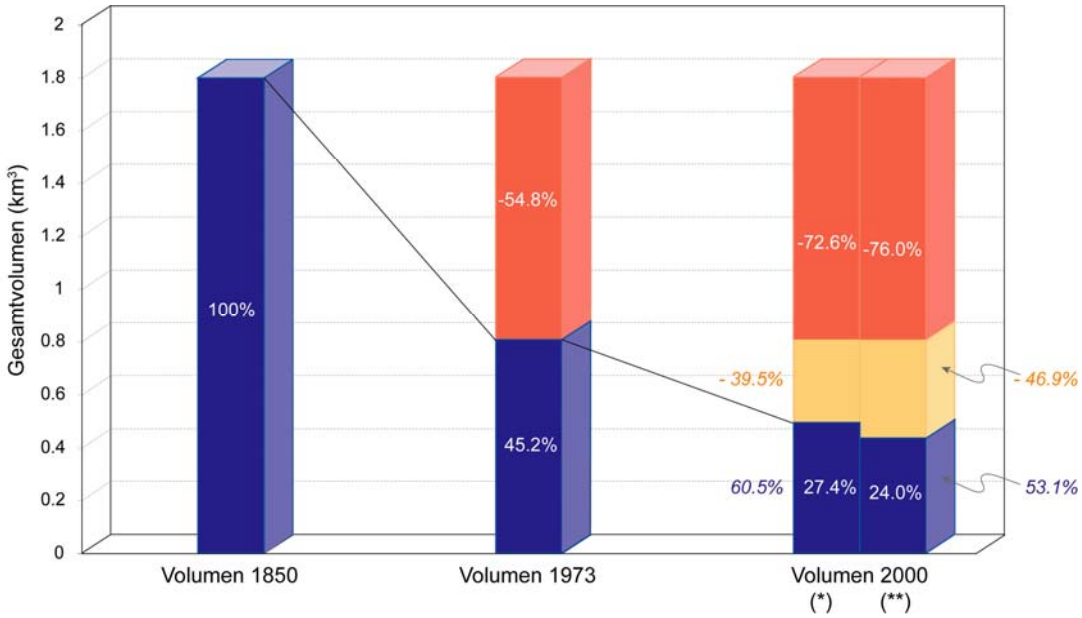


Abb. 7.6: **Geschätztes Gesamtgletschervolumen 1850, 1973 und 2000 und Volumenänderungen 1850–1973, 1973–2000 und 1850–2000 im Einzugsgebiet des Pegels Ilanz.**
Blau = Gesamtgletschervolumen, rot = Schwund bezüglich 1850, orange = Schwund bezüglich 1973. Prozentuale Volumenänderungen: nicht kursiv bezüglich 1850, kursiv in Bezug auf 1973. Prozentuale Werte auf eine Kommastelle gerundet.
*) Volumenberechnung nach MAISCH (1992), **) Volumenberechnung nach DRIEDGER & KENNARD (1986). Graphik aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

Mit den dargestellten Vergleichen der Inventardatensätze werden die Veränderung zwischen den Bezugszeiträumen 1850–1973–2000 nur in ihrem pauschalen Ausmaß erfasst. Unter Einbezug von jährlichen Längenänderungsdaten kann das Gletscherverhalten differenzierter aufgelöst abgebildet werden.

Vier Gletscher im Untersuchungsgebiet, bzw. in unmittelbarer Nähe dazu, gehören zum Schweizerischen Gletschermessnetz der Glaziologischen Kommission (GK/SCNAT). An diesen Gletschern wird jährlich die Längenänderung erfasst.

Die kumulierten Längenänderungswerte dieser vier Messnetzgletscher zeigen tendenziell – ähnlich wie bei allen anderen beobachteten Alpengletschern dieser Größenordnung – eine eindeutige Abnahme der Gletscherlängen im beobachteten Zeitraum von 1896–2000 (vgl. Abb. 7.7). Trotz dieses allgemeinen Gletscherschwundes gab es in diesem Zeitraum (allerdings bei gegenüber 1850 vergleichsweise bereits merklich reduzierten Gletscherausmaßen) zwei deutliche Vorstoßphasen (1910–1920 und 1975–1985). Die Vorstoßphase zwischen 1910–1920 tritt bei allen vier Messnetzgletschern in Erscheinung. Die zweite Vorstoßphase von 1975–1985 ist nur in den Messreihen des Vorab- und des Lavazgletscher deutlich erkennbar, bei Letzterem scheint sie ausgeprägter gewesen zu sein als am Vorabgletscher (am Lavazgletscher wurden ab 1964 und bis 1986 mehrere Male Vorstöße registriert). Obwohl die vorliegende Stichprobe mit vier Gletschern sehr klein ist, passen sich die Beobachtungen gut in die Aufzeichnungen sowohl nationaler als auch internationaler Messnetze ein (bspw. HOELZLE et al., 2000; BAUDER & HOELZLE, 2002; IUGG(CCS)/UNEP/UNESCO, 2005; IUGG(CCS)/UNEP/UNESCO/WMO, 2005).

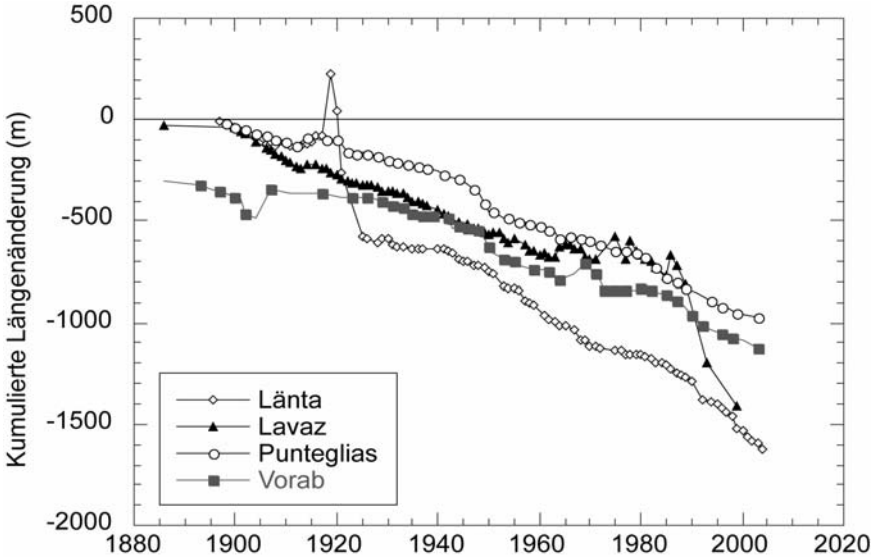


Abb. 7.7: **Kumulative Längenänderungen (ab Messbeginn bis 2000) der vier Messnetzgletscher des Schweizerischen Gletschermessnetzes, die innerhalb oder nahe des Untersuchungsgebiets liegen.**
Beobachtungszeiträume: Länta: 1895–2000, Lavaz: 1882–2000, Punteglias: 1895–2000, Vorab: 1882–2000. Datenquelle: Schweizerisches Gletschermessnetz der Glaziologischen Kommission (GK/SCNAT), http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/. Graphik aus: FRAUENFELDER-KÄÄB (2005).

Durch den Einbezug kontinuierlich gemessener Längenänderungsdaten kann gezeigt werden, dass die Gletscherentwicklung im Teileinzugsgebiet Ilanz zwischen 1850–2000 durch einen gegen Ende des 20. Jahrhunderts sich beschleunigenden Negativtrend geprägt war, unterbrochen von zwei Vorstossphasen zwischen 1910–1920 und 1975–1985.

7.4 Hydrologische Bedeutung des Gletscherrückgangs

Die im Untersuchungsgebiet seit 1850 durch den Gletscherschwund freigesetzten Wasserreserven im Umfang von max. 1,36 km^3 Eis[III] (bzw. ~1.16 km^3 Wasseräquivalent[IV]) entsprechen (hier vereinfachend und vollumfänglich als Schmelzwasser betrachtet) als Gesamtvolumen rund 108% der Abflussmenge eines Durchschnittsjahres des Rheins bei Ilanz (MQ^V = 33,5 m³/s, das entspricht ca. 1,07 km³ Wasser pro Jahr[VI]).

Bei der gegebenen Dauer der Untersuchungsperiode 1850-2000 von 151 Jahren folgt daraus, dass der durch den Rückgang der Gletscher zusätzlich verursachte Schmelzwasseranfall durchschnittlich pro Einzeljahr 0,72 % der vorhandenen Abflussmenge des Rheins an diesem Pegel betragen hat (in absoluten Zahlen: Mittel über 151 Jahre: 0,0077 km^3/Jahr, bzw. 0,25 m^3/s). Somit ist der Abfluss des Vorderrheins bei Ilanz klar in erster Linie durch Niederschlag und Schneeschmelze geprägt und demgegenüber nur in geringerem Umfang glazial beeinflusst.

Der Einfluss der im Einzugsgebiet im Zeitraum 1850–2000 stark geschwundenen Vergletscherung ist also gegenüber den anderen Parametern zur jährlichen Abflussbildung (Regen,

[III] Nach „Ansatz DRIEDGER & KENNARD“, vgl. Kapitel 7.2
[IV] zum Vergleich: Inhalt des Zürichsees ~3.7 km^3 (LIECHTI, 1994)
[V] Periode 1951-2000
[VI] In diesem Wert ist der Abfluss aus Gletschern bereits enthalten. Die Berechnung des prozentualen Anteils des Gletscherabflusses am Gesamtabfluss beinhaltet somit einen gewissen Zirkelschluss, ist jedoch ohne zusätzliches Zahlenmaterial nicht detaillierter berechenbar.

Schnee, Verdunstung) mengenmäßig als deutlich geringer zu betrachten. Selbst unter Berücksichtigung der aus der o.g. Betrachtung der Längenänderungen abzuleitenden Tatsache, dass der Gletscherschwund nicht gleichmäßig verlief, ergibt sich hierzu keine grundlegende Aussagenänderung.

Angesichts der Volumenverhältnisse mit den in Gletschern gebundenen Wasseräquivalenten kann konstatiert werden, dass die Auswirkung der Gletscher auf den jährlichen Gesamtabfluss bei Ilanz selbst in „gletscher-ungünstigen" Jahren nicht oder nur kaum größer als 1% gewesen sein dürfte (bzw. in Zukunft sein könnte). Es gilt bei diesen Betrachtungen jedoch zu beachten, dass in trockenen, warmen Sommern der Anteil des Gletscherschmelzwassers am sommerlichen Gesamtabfluss bedeutend sein kann: Eine einfache Faustregel besagt, dass an einem typischen Strahlungstag über die gesamte vergletscherte Fläche eines Gebiets im Mittel 5 cm Wasseräquivalent Eis abschmelzen. Bei 20,9 km Fläche ergäbe dies an einem intensiven Strahlungstag einen Eisschwund von $1{,}05 \cdot 10^6$ m^3 Wasseräquivalent/Tag, was einem Abfluss von 12 m^3/sec entspricht (Zum Vergleich: Monatsmittel Station Ilanz 1951-2000 im Juli = 65,9 m^3/sec, im August = 46,4 m^3/sec).

Mithilfe von Abflussmodellen kann die Sensitivität des jährlichen Abflussgangs auf zu erwartende Änderungen der Temperatur- und Niederschlagsbedingungen für verschiedene Abflussregimetypen abgeschätzt werden. KUHN & BATLOGG (1999) analysierten insgesamt 10 vergletscherte und 12 unvergletscherte Einzugsgebiete in Österreich mit Flächen zwischen 22 und 650 km^2. Ihre Resultate dürften weitgehend auf vergleichbare Einzugsgebiete in der Schweiz übertragbar sein und können wie folgt zusammengefasst werden (vgl. BRAUN, 2002):

(a) Stark vergletscherte Einzugsgebiete zeigen bei einem Temperaturanstieg einen höheren Wasserabfluss im Sommer, weil (ausreichend) Gletschereis zum Schmelzen zur Verfügung steht.

(b) In schwach vergletscherten Gebieten kommt es mit steigenden Temperaturen zu einem Anstieg des winterlichen Abflüsse und einer Vorverlegung und Verflachung der Schmelzwasserspitze.

(c) Unvergletscherte Gebiete verhalten sich ähnlich wie schwach vergletscherte Gebiete, zeigen jedoch ein sekundäres Abflussmaximum im Herbst, das sich mit steigender Temperatur verstärkt, da der wachsende Regenanteil im Oktober und November ungespeichert abfließen kann.

Aufgrund der Grösse des vorliegenden Untersuchungsgebiets (776 km^2) und dessen relativ geringen Vergletscherung kann für die Abflussmessstation Ilanz von einem Szenario wie es für den Einzugsgebietstyp (b) skizziert wird, ausgegangen werden.

Nach neusten Klimaszenarien könnten überdurchschnittlich warme Sommer (wie z.B. der mitteleuropäische Sommer 2003) ab Mitte des 21. Jahrhunderts mehr und mehr zur Regel werden (SCHÄR et al., 2004). Aufgrund der hohen Anzahl kleinster und kleiner Gletscher im Untersuchungsgebiet (kombiniert mit einer kleinen Anzahl von Gletschern > 1 km^2), ist unter einem solchen Klimaszenario bereits in einigen Jahrzehnten mit einer vollständigen Entgletscherung des betrachteten Einzugsgebiets zu rechnen. Damit würden die Bedeutung der hier näher untersuchten Gletscher im Einzugsgebiet der Abflussmessstation Ilanz als hydrologische Speichergrössen und als sommerliche Schmelzwasserlieferanten nach und nach abnehmen und – je nach Dynamik und tatsächlichem Ausmass des Klimawandels – sukzessive wegfallen.

8 Charakterisierung des Abflussregimes im Rheingebiet

Das Abflussregime spiegelt den Wasserhaushalt in seinen zeitlichen Änderungen wider und ist das Ergebnis des Zusammenwirkens aller den Abfluss bestimmenden Faktoren eines betrachteten Einzugsgebietes. Abflussregime betrachten den Jahresgang der Wasserführung mit dem Auftreten und der Dauer der Hoch- und Niedrigwasserzeiten, mit den extremen Hochwassern und Niedrigwassern im Laufe einer längeren Beobachtungsperiode und die Häufigkeitsverteilung der charakteristischen hydrologischen Werte (BMU 2003).

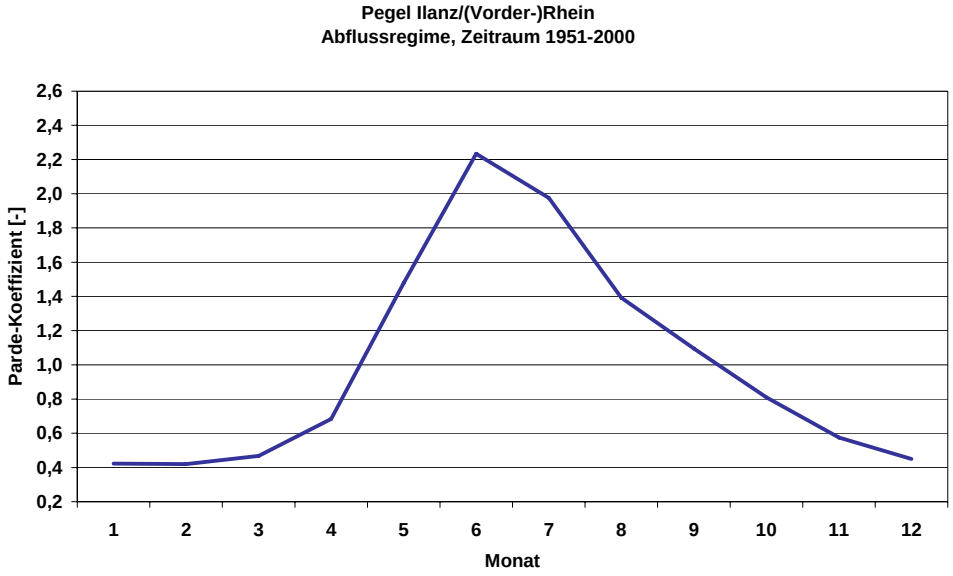


Abb. 8.1: (Vorder-)Rhein am Pegel Ilanz: Abflussregime (Koeff. nach Pardé), Zeitraum 1951-2000

Eine mittlerweile als klassisch zu bezeichnende Methode ist in diesem Zusammenhang die Analyse der vieljährig ermittelten Abflusskoeffizienten nach Pardé (Einzelheiten vgl. Kap. 4.3.2). Dabei repräsentieren in vorliegender Untersuchung die ausgegliederten Teileinzugsgebiete ein differenziertes Mosaik unterschiedlicher Regimetypen, deren wichtigste im folgenden kurz charakterisiert werden.

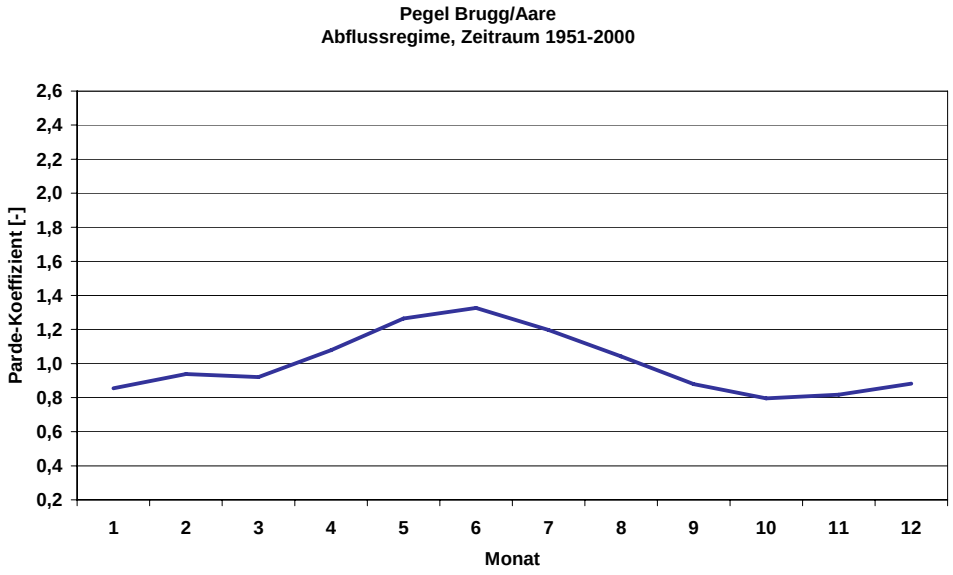


Abb. 8.2: Aare am Pegel Brugg: Abflussregime (Koeff. nach Pardé), Zeitraum 1951-2000

Im Rheingebiet im Bereich der Alpen herrscht nivales Abflussregime vor. Kennzeichen ist jeweils ein einfaches Minimum (im Spätwinter) und Maximum (im Juni/Juli) bei gleichzeitig sehr weit ausschwingender Amplitude des Jahresgangs. Prägend hierfür ist das saisonale Wechselspiel zwischen Gefrieren und Auftauen: Die Niederschläge fallen in der kalten Jahreszeit im Alpenraum geländehöhenbedingt zumeist in fester Form und werden als Schnee und Eis zwischengespeichert. Das so gebundene Wasser steht dem Wasserkreislauf zeitweise nicht zur Verfügung; die Abflüsse sinken. Die umfassende Schneeschmelze geschieht im Alpenraum aufgrund der dann auch in größeren Höhen ansteigenden Temperaturen erst ab dem Spätfrühling. Nun erst gelangen diese zwischengespeicherten Wasservolumina in die Gewässer und bewirken hohe Wasserstände und Abflüsse. Abb. 8.1 zeigt diese Charakteristik für den Regimetyp „Schneeregime des Berglands“ anhand des Jahresgangs des Vorderrheins am Pegel Ilanz.

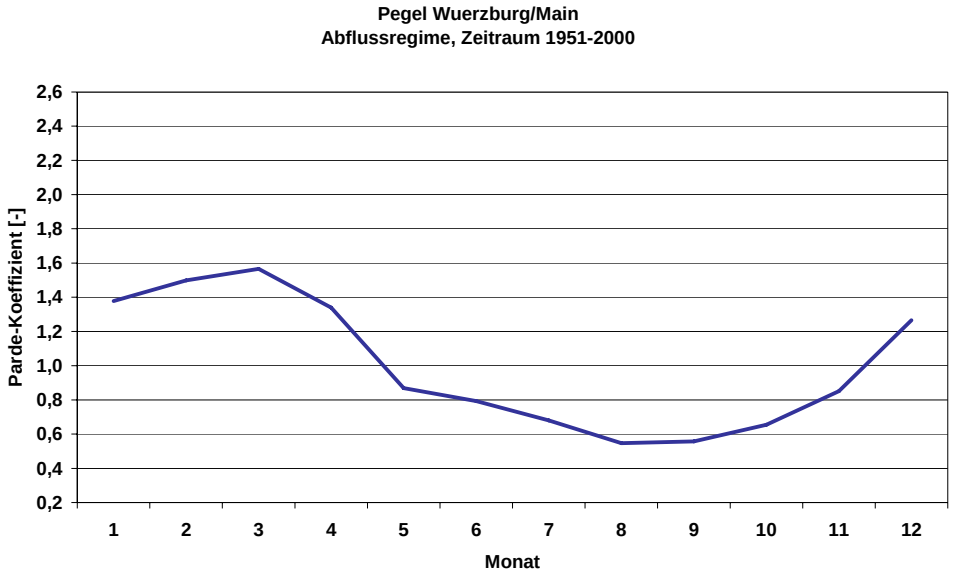


Abb. 8.3: Main am Pegel Würzburg: Abflussregime (Koeff. nach Pardé), Zeitraum 1951-2000

Bedingt durch die Einflüsse der im Voralpenraum einmündenden Zuflüsse und der ausgleichenden Wirkung des Bodensees schwächt sich diese nivale Typizität bereits im Hochrhein ab, was sich zunächst vor allem durch eine deutlich flachere Amplitude, d.h. der Differenz zwischen dem jeweils niedrigsten und dem jeweils höchsten monatlichen Pardé-Koeffizienten im Jahresgang, ausdrückt: Diese beträgt im Falle der gewählten Untersuchungsperiode 1951-2000 am Pegel Ilanz (Vorderrhein) immerhin 1,81; unterhalb des Bodensees am Pegel Rekingen dagegen nur 0,79 und sinkt stromab weiter. Nach der Einmündung der Aare, deren Extreme im innerjährlichen Abflussgang (vgl. Abb. 8.2) vor allem durch die Zuflüsse aus dem Mittelland und dem Jura insgesamt abgemildert werden, wird am Pegel Basel bei immer noch unveränderter Grundstruktur (eingipflige Ganglinie der monatlichen Abflusskoeffizienten mit Minimum im Januar und Maximum im Juni) noch eine Amplitude von 0,67 erreicht (vgl. Abb. 8.4).

Vom Oberrhein an gerät das Abflussregime des Rheins immer stärker unter maritim-pluvialen Einfluss, d.h. es wird zunehmend durch den jahreszeitlichen Niederschlags- und Verdunstungsgang geprägt. Allerdings durchmischen sich im Rhein selbst die Charakteristika aus dem nival geprägten Oberstromgebiet mit den im weiteren Verlauf stärker dominierenden pluvialen Merkmalen aus den hinzukommenden Teileinzugsgebieten. Diese pluvialen Abflussregime sind in aller Regel eingipfelig: Ihre Minima konzentrieren sich auf den Spätsom-

mer/Frühherbst. Ihre Maxima liegen in den kontinentaler beeinflussten Regionen mit im Vergleich häufigeren und persistenteren Schneedecken (z.B. Neckar- und Main-Einzugsgebiet) im Spätwinter oder Vorfrühling (vgl. Beispielpegel Würzburg/Main, Abb. 8.3). Mit zunehmend maritimem Einfluss verschiebt sich dieses in Richtung auf die winterlichen Kernmonate Januar und Februar (vgl. Beispielpegel Cochem/Mosel, Abb. 8.5).

Die Überprägung des Abflussregimes des Rheins geschieht dabei allmählich, denn mit Ausnahme der bereits am Hochrhein einmündenden Aare ist im weiteren Verlauf stets der Vorfluter wesentlich abflussstärker als der Zufluss; erst in der Summe ergeben sich deshalb durchgreifendere Veränderungen.

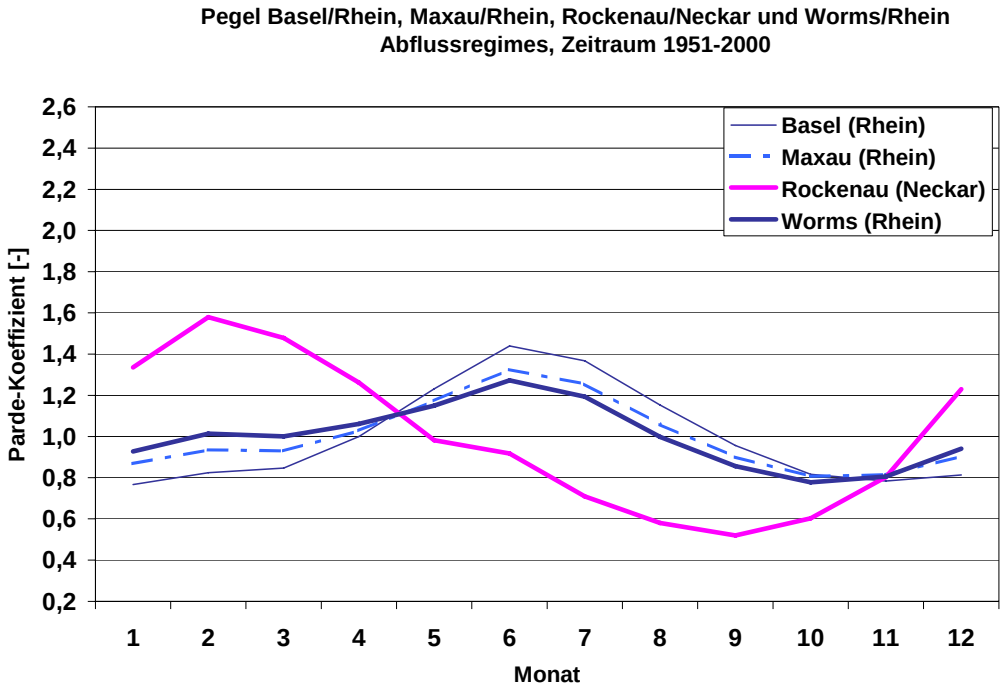


Abb. 8.4: Räumliche Modifikation des Abflussregimes des (Ober-)Rheins (Koeff. nach Pardé), Zeitraum 1951-2000

Beispielhaft zeigt sich dieser allmähliche Übergang im Bereich des Oberrheins mit der Neckar-Einmündung (vgl. Abb. 8.4): Noch am Pegel Basel besteht ein einfaches nivales Abflussregime. Auf der anschließenden, knapp 200 km langen Fließstrecke bis zum Pegel Maxau fließen dem Rhein zahlreiche Nebengewässer mit teils pluvialer, teils stärker schneeakkumulations- bzw. -schmelzebeeinflusster nivo-pluvialer Abflusscharakteristik zu. Dadurch wird nicht nur der MQ um letztlich rd. 200 m³/s erhöht, es tritt außerdem eine Verflachung der Amplitude des Jahresgangs der Abflusskoeffizienten ein; zugleich deutet sich bereits die Herausbildung eines ganz schwachen Sekundärmaximums im Februar an.

Der Zufluss des Neckar mit seinem charakteristisch-pluvialen Abflußmaximum im Februar und einem Minimum im September verstärkt diese Entwicklung: Das bereits angedeutete winterliche Sekundärmaximum im mittleren Abflußgang des Rheins verstärkt sich leicht, bleibt aber insgesamt noch unbedeutend. Der Strom zeigt am Pegel Worms, rd. 15 km unterhalb der Neckar-Einmündung, nur eine innerjährliche Schwankungsbreite zwischen höchstem und niedrigstem monatlichen Abflusskoeffizienten von 0,49. Hieraus spricht eine mit zunehmendem Einzugsgebiet fortgesetzte Vergleichmäßigungstendenz des Abflußgangs. Gleichzeitig erhöht sich der MQ um 173 m³/s auf 1430 m³/s (Periode 1951-2000).

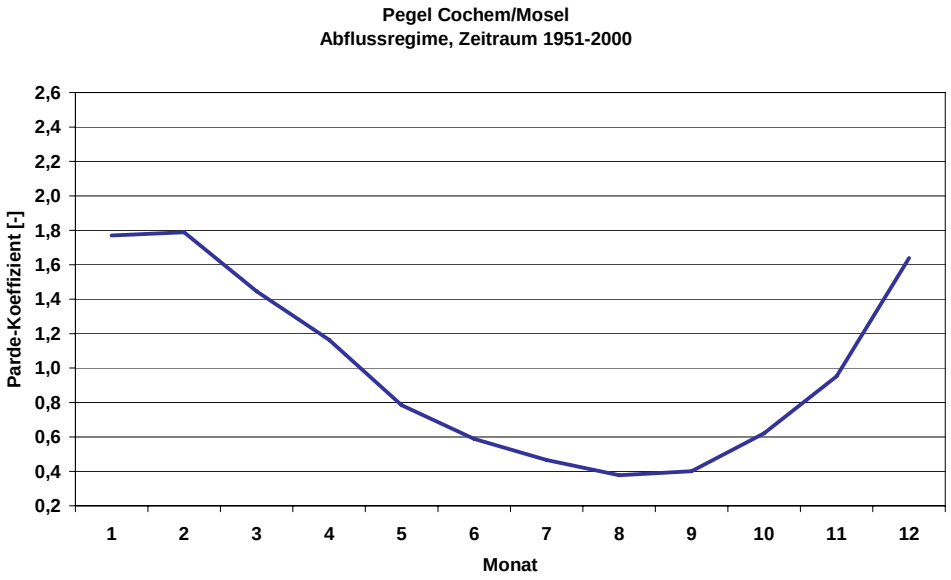


Abb. 8.5: Mosel am Pegel Cochem: Abflussregime (Koeff. nach Pardé), Zeitraum 1951-2000

Die hier beginnende Zweigipfeligkeit der innerjährlichen Abflusscharakteristik, Kennzeichen sogenannter komplexer Abflussregime, bleibt nunmehr auf der gesamten weiteren Lauflänge des Rheins erhalten. Dabei gewinnt der pluvial bedingte, zunächst ganz schwach angedeutete winterliche Sekundärpeak nach Einmündung von Lahn und Mosel endgültig Dominanz und wird zum bestimmenden Maximum im Jahresgang.

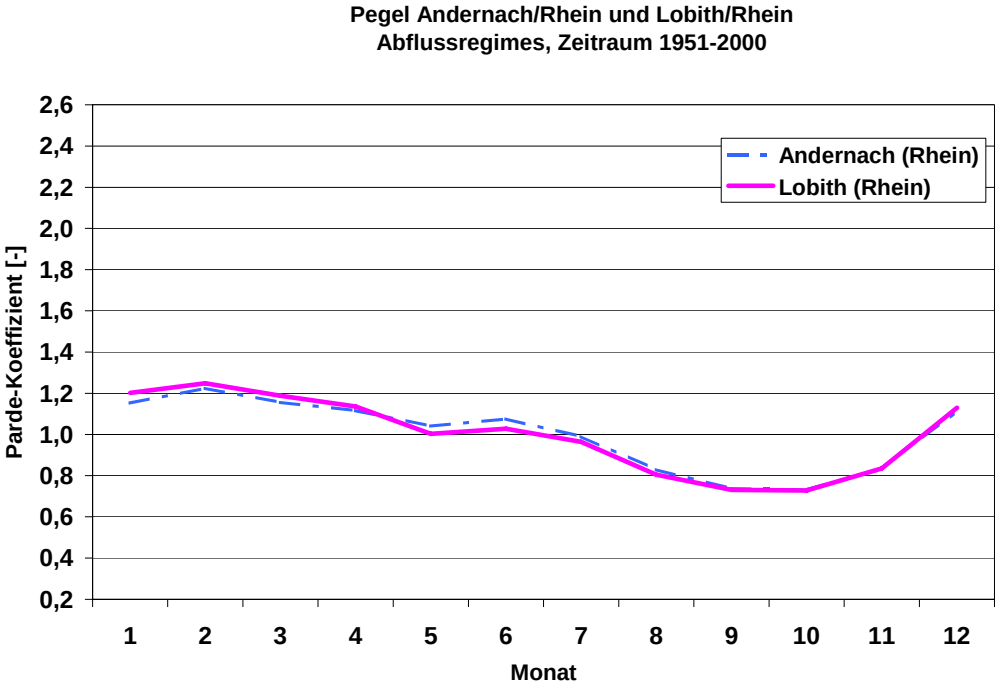


Abb. 8.6: Räumliche Modifikation des Abflussregimes des Rheins unterhalb der Mosel-Einmündung (Koeff. nach Pardé), Zeitraum 1951-2000

Wie die Abbildung 8.6 zeigt, unterscheiden sich dann die innerjährlichen Abflussgänge an den Pegeln Andernach (der letzte bedeutende Pegel am Mittelrhein, kurz unterhalb des Mosel-Zuflusses) und Lobith (der letzte Pegel am (Nieder-)Rhein vor der Verzweigung des Stroms in das Rheindelta) trotz einer dazwischen liegenden Fließstrecke von rund 250 km kaum

mehr: Zum einen weisen die weiteren Zuflüsse im Vergleich zum Rhein zumeist nur geringe Unterschiede in ihrer Abflusscharakteristik auf (vgl. Abb. 8.7), zum andern ist der Strom nunmehr von einer Größe (MQ Andernach: 2010 m³/s, MQ Lobith: 2220 m³/s, jeweils Periode 1951-2000), die ihn relativ robust gegenüber den Einflüssen der im Verlaufe des Niederrheins durchweg abflussschwachen Nebenflüsse werden lässt.

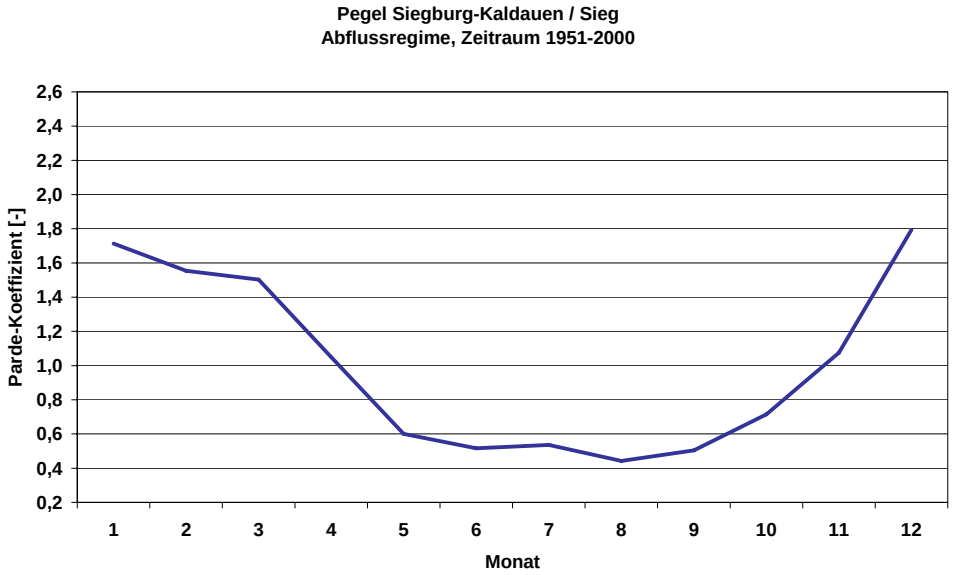


Abb. 8.7: Sieg am Pegel Siegburg-Kaldauen: Abflussregime (Koeff. nach Pardé), Zeitraum 1951-2000

Abbildung 8.7 zeigt den Kurvenverlauf eines für die Niederrhein-Zuflüsse charakteristischen Abflussregimes atlantisch(=maritim)-pluvialen Typs am Beispiel der Sieg, hier Pegel Siegburg-Kaldauen. Kennzeichnend, und dabei vom Niederrhein-Regime bezüglich der um einen Monat vorverlegten Eintrittszeitpunkte unterschieden, ist das Minimum der monatlichen Abflusskoeffizienten im August und das Maximum im Dezember. Das schwache Sekundärmaximum im Juli ist das Resultat der in diesen Teilen des Einzugsgebietes verbreitet hohen Niederschlagssummen in diesem Monat. Es hat somit keine vergleichbare Kausalität zum Juni-Nebenpeak des Niederrhein-Regimes, welcher ein Relikt der Schneeschmelzeffekte im südlichen Rheineinzugsgebiet darstellt. Letzterer belegt die große Bedeutung des südlichen Rheingebietes oberhalb von Basel, insbesondere im Sommerhalbjahr: VIVIROLI & WEINGARTNER (2004) beziffern den alpinen Beitrag zum Juni-Monatsabfluss am Pegel Rees mit rd. 52% bei einem Anteil an der Einzugsgebietsfläche von lediglich 15 %.

9 Anthropogene Einwirkungen auf das Abflussregime

Zahlreiche archäologische Funde aus vorgeschichtlicher Zeit belegen die frühe Besiedlung des Rheingebietes durch den Menschen. Zwar lassen sich die Folgen dieser frühen Besiedlungsphasen für den Wasserkreislauf heutzutage kaum dezidiert abschätzen. Es ist allerdings davon auszugehen, dass sie angesichts der damaligen geringen Bevölkerungsdichte bestenfalls von marginaler Größenordnung waren. Eine Intensivierung der Siedlungstätigkeit, verbunden mit zielgerichtetem wasserwirtschaftlichen Handeln zu Verkehrs- und Versorgungszwecken, ist am Rhein dann zumindest seit der Römerzeit bewiesene Tatsache (vgl. u.a. KALWEIT et al. 1993). Damit einher gingen zwangsläufig Eingriffe in den Wasserhaushalt sowie in das Abflussgeschehen des Rheins und seiner Nebenflüsse wenngleich sie angesichts der aus heutiger Sicht immer noch sehr extensiven Landnutzung allerdings auch noch nicht zu nennenswerter (wenn, dann zumeist nur punktueller) Veränderung der natürlichen Gegebenheiten beitragen konnten (ENGEL 2001).

Erst die verschiedenen Phasen der Waldrodung und -degradierung des Mittelalters und der beginnenden Neuzeit läuteten eine bis heute andauernde Periode der intensiven anthropogenen Einwirkung auf den Wasserkreislauf und damit das Abflussgeschehen ein.

Das Mosaik der anthropogenen Einwirkungen des 20. Jahrhunderts ist vielfältig: Direkt oder indirekt den Abfluss beeinflussende anthropogene Eingriffe können sowohl unmittelbar im Gewässerbett (Flussbau, Speicherbau) oder in dessen unmittelbarer Nähe als auch, räumlich losgelöst, aber über den Wasserkreislauf angekoppelt, auf den Landflächen erfolgen. Einen schematischen Überblick hierzu liefert Abb. 9.1. Nachstehend wird zu diesen Sachverhalten eine überblickhafte Textdarstellung für das Rheingebiet gegeben. Die grundsätzlichen, größtenteils nur um Weniges überarbeiteten Darstellungen bei BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1996) werden dabei ergänzt um ausgewählte konkrete Beispiele einiger besonders markanter Eingriffe im Rheingebiet. Detailliertere Auflistungen aller erfolgten Maßnahmen verbieten sich angesichts der unübersehbaren Fülle der Einwirkungen; auch bleiben frühere Akte, etwa die Juragewässer-Korrektion oder die Tullasche Oberrheinkorrektion des 19. Jahrhunderts, ausgespart. Zur Vertiefung finden sich ggf. ausführlichere Darstellungen z.B. bei KALWEIT et al. (1993).

Bei den direkten Einwirkungen auf das Abflussgeschehen handelt es sich um Eingriffe in das Gewässerbett, vor allem in Form von Schutzeinrichtungen gegen Überflutungen, von Flussausbauten für die Schifffahrt sowie von Bauwerken zur Energiegewinnung (Laufwasserkraftwerke). Es können Talsperren, Rückhaltebecken, Stauanlagen und Flussdeiche angelegt sowie Flussbegradigungen und Uferbefestigungen durchgeführt werden. Dies hat eine zeitliche und örtliche Umverteilung des Durchflusses zur Folge, was sich auch auf Verdunstung und Versickerung im ufernahen Bereich auswirkt. Von besonderer Bedeutung ist der Bau von Deichen. Sie verhindern dauernd (Winter- oder Hauptdeiche) oder für die meiste Zeit des Jahres (Sommer- oder Leitdeiche) die Überflutung der ausgedeichten Flächen. Dadurch werden dort Versickerungen und die Sedimentation der im Wasser mitgeführten Mineralien verhindert. Als Schutzmaßnahmen vor Hochwasser werden an Fließgewässern häufig Polder oder Staubecken angelegt (Hochwasserrückhaltung).

9.1 Wasserbauliche Maßnahmen an Fließgewässern

Durch wasserbauliche Maßnahmen an Fließgewässern ergeben sich besondere Probleme für den Ablauf von Hochwasserwellen. Durch die Verkürzung der Lauflängen (Durchstiche, Begradigungen), Verminderung der Rauheit (Uferbefestigung, Beseitigung von Buschwerk,

Pflege von Auwäldern), Erhöhung der Fahrwassertiefen bei Mittel- und Niedrigwasser (Bau von Leitwerken, Buhnen) wird die Fließgeschwindigkeit erhöht.

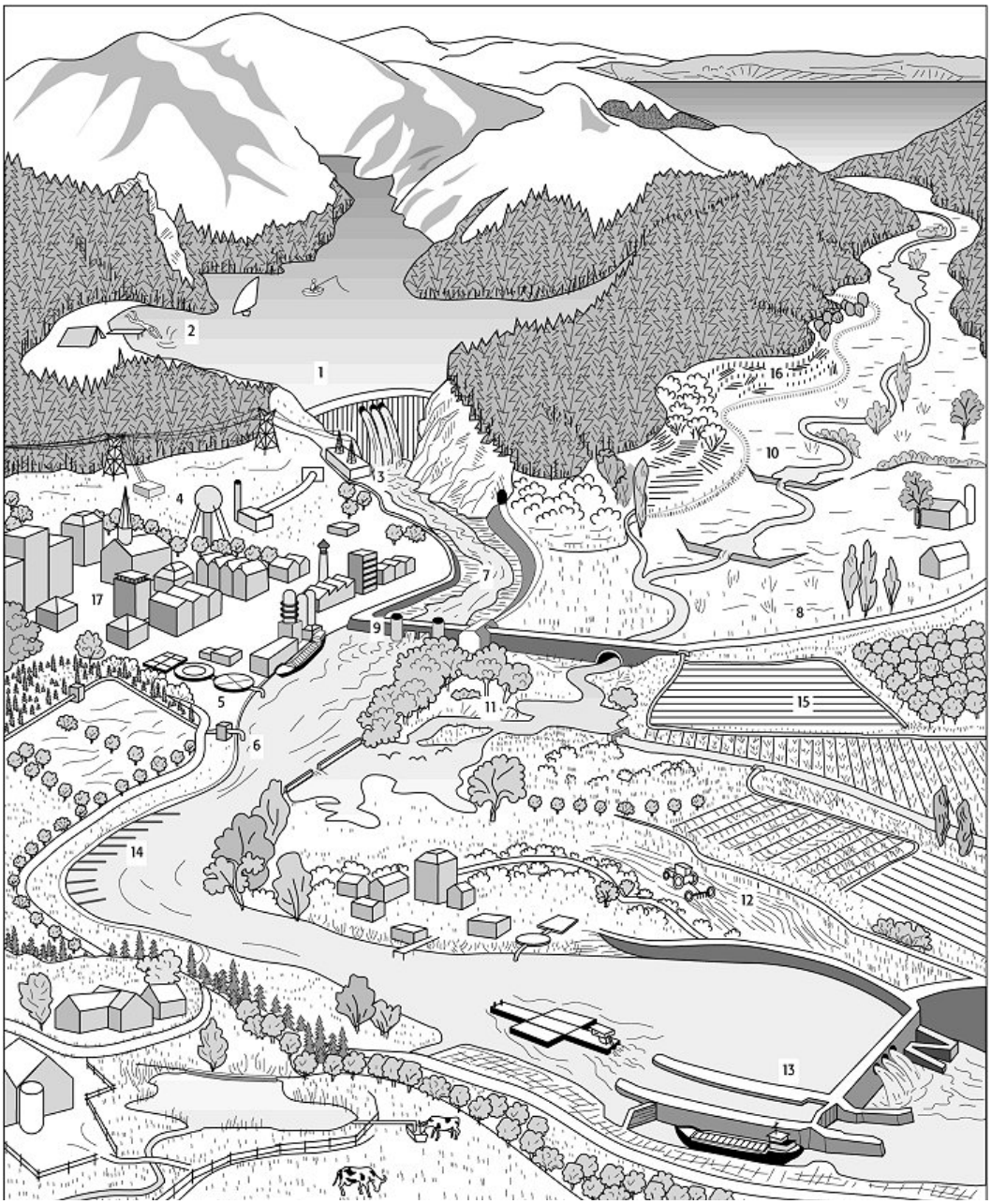


Abb. 9.1: Schematische Darstellung der den Abfluss bzw. den Wasserkreislauf beeinflussenden anthropogenen Maßnahmen.
Mehrzwecktalsperre (1), Erholung, Sport, Fischerei (2), Wasserkraftgewinnung (3), öffentliche Wasserversorgung (4), Abwasserbehandlung (5), Wasserentnahme für Bewässerung (6), Stauhaltung und Eindeichung (7), Bewässerungskanal (8), Stauwehr (9), Hochwasserrückhaltebecken (10), Naturschutzgebiet (11), landwirtschaftliche Bodenbearbeitung (12), Staustufe mit Schifffahrtsschleuse (13), Gewässerausbau (14), landwirtschaftliche Bewässerung (15), forstliche Maßnahmen z.B. Abholzungen (16), Urbanisierung(17). Aus: LIEBSCHER (o.J.)

Durch die Eindeichungen und Begradigungen verlieren die Flussläufe große Teile ihres natürlichen Rückhaltevermögens (Retention). Dies führt beim Ablaufen der Hochwasserwelle längs der Flussstrecke zu einer verminderten Abflachung des Hochwasserscheitels. Durch die Beschleunigung des Hochwasserwellenablaufes kann es zu einem zeitlichen Zusammenrü-

cken der Hochwasserspitze des Hauptflusses mit der seiner Nebenflüsse kommen. Dadurch vergrößert sich der Hochwasserscheitel für Flussabschnitte unterhalb des Zusammenflusses. Die Erhöhung der Fließgeschwindigkeit beeinflusst auch den Schwebstoff- und Geschiebehaushalt. Es tritt Erosion auf, mit Senkung des freien Wasserspiegels und der Grundwasseroberfläche im ufernahen Bereich. Dies wirkt sich wiederum auf die Ufervegetation aus.

Ebenso zeigt der Bau von Staustufen zur Energiegewinnung und Schiffbarmachung eines Gewässers deutliche Auswirkungen. Dabei wird ein Dauerstau herbeigeführt, der bis zu mehreren Metern über dem früheren Wasserspiegel liegen kann. Zugleich werden die Grundwasserverhältnisse im ufernahen Bereich verändert. Die starke Senkung der Fließgeschwindigkeit bewirkt erhebliche Ablagerungen von Feststoffen in den Staubereichen. Gleichzeitig treten unterhalb der jeweils letzten Staustufe im Gewässerbett Eintiefungen durch Erosion auf. Ablagerungen können zu Verklebungen der Oberfläche und Erosion zum Anschneiden stark poröser Schichten führen und die Austauschvorgänge zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser verändern.

Die Niederterrasse des Oberrheingrabens bot ursprünglich über 1400 km^2 Überschwemmungsfläche. Die zur Verbesserung der Gesamtsituation und Sicherstellung der zivilisatorischen Nutzung des Stroms und seiner Ufer ausgeführten Eingriffe haben (durch Deichbau oder indirekt ausgelöste Tiefenerosion) das Überschwemmungsgebiet zwischen Basel und Mainz bis heute um rund 950 km² auf 450 km² reduziert. Unterhalb von Köln wurden am Rhein im Laufe der Jahrhunderte ebenfalls Überflutungsflächen ausgedeicht; insgesamt waren das bis dato 1500 km².

Außergewöhnliche Hochwasser am Oberrhein hatten früher regelmäßig Nachbesserungen an den dortigen Deichen zur Folge. Letztmalig wurden die Dämme nach dem Hochwasser 1955 ertüchtigt. Etwa gleichzeitig nahm Frankreich den vor 1930 begonnenen Ausbau des Rheins mit Kraftstufen wieder auf. 1977 wurde er mit der Errichtung der Staustufe Iffezheim beendet. Die Folge war eine letzte bedeutende Verringerung der Überschwemmungsgebiete südlich von Iffezheim um rund 130 km^2. Diese führte primär zu einer Beschleunigung des anlaufenden Hochwasser-Astes, beispielsweise bei extremen Ereignissen zwischen Basel und Maxau um ca. 36 Stunden. Durch ungünstige Überlagerung der beschleunigten Rheinwelle mit bedeutenden Nebenflusswellen sind erhebliche Hochwasser-Verschärfungen möglich.

Der Oberrhein kann unterhalb der letzten Staustufe 5000 m^3/s bis zur Neckarmündung und 6000 m^3/s zwischen Neckar und Mainmündung schadlos zwischen Dämmen abführen. Berechnungen haben gezeigt, dass damit vor dem Staustufenbau etwa ein Schutz gegen Hochwasserscheitel 200jährlicher Wiederkehr gegeben war. Ein Vergleich der Hochwassersituation vor und nach Ausbau ergab:

- Unterhalb der Ausbaustrecke bis zur Neckarmündung hatten sich Scheitelabflüsse 200-jährlicher Wiederkehr von 5000 m^3/s auf 5700 m^3/s,
- zwischen Neckar- und Mainmündung hatten sich die entsprechenden Scheitelabflüsse von 6000 m^3/s auf 6800 m^3/s erhöht.

Damit verbunden sind beschleunigte Wellenanstiege und –rückgänge bzw. Wellenscheitelerhöhungen in allen Durchflussbereichen am südlichen Oberrhein vorhanden. Sie sind eine Folge des Staustufenbaus, der die durch Dauerstau erfassten Gerinneteile als dynamische Retentionsvolumina neutralisiert.

Zur Dämpfung der Hochwasserscheitel wurde durch die *HSK/Hochwasserstudienkommission für den Rhein*HSK (HSK 1978) die Kombination von drei verschiedenen Retentionsansätzen empfohlen:

- Beim Sonderbetrieb der Rheinkraftwerke von Kembs bis Straßburg werden die üblicherweise über den Rheinseitenkanal bzw. die nachfolgenden Kanalschlingen abfließenden Wassermengen in das natürliche Rheinbett verlagert, was zu einem zeitverzögerten und durch Retention im Flusslauf verminderten Abfluss führt.
- Durch Rückstau hinter Retentionswehren im Flußbett des Rheins lassen sich pro Zeiteinheit im Rahmen des verfügbaren, abflussabhängigen Stauvolumens nahezu beliebige Verringerungen des Durchflusses erzielen.
- Durch Einstau von zur Zeit hochwasserfreien Poldern werden alte Ausuferungsgebiete reaktiviert.

Alle drei Retentionsformen sind nur in der Staustufenstrecke möglich. Am freifliessenden Rhein können lediglich seitliche Rückhaltebecken zum Einsatz kommen oder durch flussbetterweiternde Maßnahmen (Deichrückverlegung, Erweiterung der Fließquerschnitte etc.) dem Fluss mehr Raum zur Verfügung gestellt werden.

Tab. 9.1: Übersicht der Retentionsmaßnahmen / wasserstandssenkenden Maßnahmen am Rhein
(nach: HVAL 2006, leicht verändert)

Nr.	Rhein-km	Bereich	Land	Maßnahme	Maßnahmenart	Einsatzbereites Volumen [Mio. m³]	
						1995	2005
1	174,0	Oberrhein	F	Rheinseitenkanal	Sonderbetrieb Rheinkraftwerke	45	45
	234 – 274		F	Schlinge 1 bis 3	Sonderbetrieb Rheinkraftwerke		
2	276,0		F	Erstein	Retentionspolder		7,8
3	278,4		D-BW	Altenheim	Retentionspolder	17,6	17,6
4	290,3		D-BW	Kulturwehr Straßburg/Kehl	Kulturwehr	13,0 / 37,0 [1)]	37,0
5	317,4		D-BW	Söllingen/Greffern	Retentionspolder		12,0
6	330,0		F	Moder	Retentionspolder	5,6	5,6
7	357,5		D-RP	Daxlander Au	Retentionspolder	5,1	5,1
8	379,6		D-RP	Sondernheim	Deichrückverlegung		0,3
9	392,6		D-RP	Flotzgrün	Retentionspolder		5,0
10	403,2		D-RP	Speyer	Deichrückverlegung		0,5
11	409,9		D-RP	Kollerinsel	Retentionspolder		6,1
12	440,2		D-RP	Worms Bürgerweide	Deichrückverlegung		2,0
13	453,3		D-RP	Rheindürkheim	Deichrückverlegung		0,01
14	46,73		D-RP	Eich	Deichrückverlegung		0,41
15	707,5	Niederrhein	D-NRW	Monheim	Deichrückverlegung		8,0
16	797,5		D-NRW	Orsoy	Deichrückverlegung		10,0
17	818,5		D-NRW	Bislicher Insel	Deichrückverlegung	50,0 [2)]	50,0
18-23		Delta	NL	Flussbett erweiternde Maßnahmen	Deichrückverlegungen, Vorlandvertiefungen		~17 km² [3)]
SUMME						136 / 160 [1)]	215

[1)] Kulturwehr Kehl: bis 2002 regulär 13 Mio. m³ einsetzbar, weitere 24 Mio. m³ nur in außergewöhnlichen Fällen einsetzbar.
[2)] Die Bislicher Insel war bereits vor Fertigstellung der Maßnahme ein Überflutungsbereich bei Rheinhochwasser.
[3)] Die Maßnahmen in den Niederlanden dienen vorrangig der Erhöhung der Abflusskapazität im Rheindelta; sie werden daher bei der Gesamtsumme des Rückhaltevolumens nicht mitgerechnet.

Die nach den Oberrheinverträgen zu realisierenden Maßnahmen dienten und dienen der Wiederherstellung der Hochwassersicherheit des Jahres 1955 (Schutz gegen damals 200-jährliche Scheitelhöhen) in der Rheinstrecke Iffezheim-Worms. Die geltenden politischen und ökologischen Randbedingungen sowie entsprechende räumliche und zeitliche Vorschriften für den Einsatz der vorgesehenen Maßnahmen führten zu einem erforderlichen Rückhaltevolumen von ca. 290 Mio. m^3. Über das vertragliche Programm hinaus sind weitere Verbesserungen durch Rückhaltemaßnahmen an Ober- und Niederrhein vorgesehen. In den Niederlanden ist geplant, im Rahmen des großangelegten Programms „Raum für den Fluss“ dem Rhein wieder mehr Platz zur Ausuferung zur Verfügung zu stellen. Zum Ende des 20. Jahrhunderts war im Rheingebiet aufgrund dieses Konzeptes maximal ein Retentionsvolumen in Höhe von 160 Mio. m³ einsetzbar. Einen Überblick über die 1995 und darüber hinaus bis zum Jahre 2005 am Rhein fertiggestellten Maßnahmen zur Retention und Wasserstandssenkung bietet Tab. 9.1.

Die Steuerstrategien für Rückhaltemaßnahmen müssen grundsätzlich den Forderungen genügen,

- schadenbringende Hochwasser effizient im Scheitel zu vermindern
- ökologische Schäden zu vermeiden bzw. die ökologische Gesamtsituation am Rhein und in den Poldern zu verbessern
- nach Rückhaltung möglichst umgehend die volle Retentionsbereitschaft (für Folgehochwasser) wiederherzustellen.

In der Staustufenstrecke wird zusätzlich gefordert,

- Minimierung der bei HW-Rückhaltung eintretenden Energieproduktionsverluste der Flusskraftwerke
- Vermeidung von Schifffahrtsbehinderungen schon im Vorfeld der Hochwasser.

Die sukzessive anzupassende Regel für den Einsatz der vertraglich vereinbarten Rückhaltemaßnahmen am Oberrhein erarbeitet und überwacht fachlich eine deutsch-französische Arbeitsgruppe. Ziel der Regelungen ist, mit den verfügbaren Maßnahmen die Überflutung der Dämme so lange wie möglich zu verhindern. Die Kombination ökologischer Flutungen und Hochwasserretention ergibt schon bei Oberrhein-Abflüssen mit Jährlichkeiten unter 2 Jahren Rückhaltungen, die rheinabwärts daraus eventuell entstehende kleine bis mittlere Hochwasser abmindern. Die letztlich erzielbaren Abminderungen richten sich maßgeblich nach der gebietsbezogenen Genese der Hochwasser, die am Oberrhein bedeutsam sind.

Die vertraglich vereinbarten Maßnahmen am Oberrhein haben ausschließlich die Aufgabe, die Hochwassersituation entlang der Dammstrecken unterhalb der letzten Rhein-Staustufe zu verbessern. Trotzdem sind von diesen Maßnahmen in der Regel positive Wirkungen für die Unterlieger zu erwarten. Im Rahmen der Arbeiten der *Internationalen Kommission zum Schutze des Rheins*/IKSR insbesondere im Zusammenhang mit dem „Aktionsplan Hochwasser“ (IKSE 1998) wurden Wirkungsnachweise für die schon einsetzbaren Hochwasserrückhaltemaßnahmen durchgeführt. Sie haben ergeben, dass ihr durch Extremsituationen vor Ort (HQ_{200}) ausgelöster Einsatz Reduktionen der Hochwasserscheitel bis in den Niederrhein erbringen kann. Nur als Folge der Realisierung der Maßnahmen zwischen 1995 und 2005 ergeben sich in Einzelfällen Reduktionen der Scheitel von Modellwellen um ca.30 cm im Oberrhein sowie 10 cm in Mittel- und Niederrhein (IKSR 2006).

Gelegentlich werden zum Zwecke des Landschaftsschutzes Eingriffe vorgenommen wie zum Beispiel die Wildbachverbauung oder die Anlegung von Sohlenschwellen zur Verminderung der Erosion. Kleinere Bachläufe werden oft in Ortschaften und auf landwirtschaftlich genutzten Flächen verbohrt. Diese Maßnahmen beschleunigen ebenso wie die anderen bereits genannten Ausbaumaßnahmen den Abfluss und vermindern die natürliche Retentionswirkung der Bäche.

9.2 Speicherseen

Eine weitere Gruppe von Wasserbauwerken stellen die Speicherseen zur Trinkwasser- und Energiegewinnung dar (Talsperren, Pumpspeicherwerke), außerdem gehören die Schifffahrtskanäle dazu.

Eine von der *Kommission für die Hydrologie des Rheins*/KHR beauftragte Studie ergab, dass im Laufe des 20. Jahrhunderts allein aufgrund der großen Speicher mit einer Einzelkapazität von jeweils mindestens 0,3 hm³ im Rheingebiet ein Gesamt-Stauvolumen in Höhe von 3,12 Mrd. m³ entstanden war (WILDENHAHN & KLAHOLZ 1996). Einen Überblick bietet Tab. 9.2.

Die Wirkung von Speichern auf das Abflussverhalten ist je nach Art ihrer Steuerung individuell unterschiedlich und damit in ihrer mengenmäßigen Auswirkung schwer fassbar. Insbesondere in der hochgelegenen Alpenregion, in kleinerem Umfang aber auch in Höhenlagen von Schwarzwald und Vogesen, haben die dort gelegenen Speicher allerdings einen gleichgerichteten Effekt: Winterzeit ist hier Niedrigwasserzeit. Dies vor allem deshalb, weil hier die Niederschläge in der kalten Jahreszeit geländehöhenbedingt in fester Form fallen und als Schnee und Eis zwischengespeichert werden. Im Sommer schmelzen diese durch Frost festgelegten Wasseräquivalente ab und führen zu hohen Wasserständen und Abflüssen in den Oberflächengewässern.

Die Stauseen sind jedoch zur Wahrung ihrer Funktionen (v.a. Energiegewinnung) auf jederzeit ausreichende Speichervolumina angewiesen, unabhängig von der Jahreszeit. Aus diesem Grund wird im Sommer zu Zeiten hoher Wasserführung der zuströmenden Fließgewässer vermehrt Wasser zurückgehalten und die

Speicher werden gefüllt. Umgekehrt wird im abflussarmen Winter im Vergleich zum natürlichen Wasserdurchsatz der betroffenen Alpenflüsse überproportional viel Wasser durch die Turbinen abgegeben („abgemahlen"). Hieraus resultiert ein merklicher saisonaler Umverteilungseffekt, der sich allerdings nur bei jahreszeitlich differenzierter Analyse, nicht jedoch bei einer Gesamtjahresbetrachtung erschließt.

Tab. 9.2: Speicherseen im Einzugsgebiet des Rheins (aus: WILDENHAHN & KLAHOLZ, 1996)

Rheinabschnitt bzw. Nebenfluss	Volumen [hm³]	Summe d. Volumens [hm³]
Vorderrhein	253,14	253,14
Hinterrhein	289,36	542,50
Tamina	38,50	581,00
Ill (A)	183,40	764,40
Bregenzerach	8,40	772,80
Bodensee	1,40	774,20
Thur	0,60	774,80
Hochrhein (CH)	7,26	782,06
Aare	496,95	1279,01
Reuss	153,19	1432,20
Limmat	314,86	1747,06
Hochrhein (D)	112,85	1859,91
Oberrhein	27,63	1887,54
Ill (F)	24,29	1911,83
Neckar	37,99	1949,82
Main	59,64	2009,46
Nahe	14,05	2023,51
Lahn	6,63	2030,14
Moselle	103,58	2133,72
Mosel	50,53	2184,25
Sauer	71,40	2255,65
Wied	4,45	2260,10
Ahr	0,73	2260,83
Sieg	123,10	2383,93
Wupper	140,43	2524,36
Erft	51,00	2575,36
Ruhr	496,06	3071,42
Lippe	50,01	3121,43

Über diese Effekte hinaus bedeuten Speicherseen immer auch ausgedehnte künstliche Wasserflächen mit hoher Verdunstung. Gegenüber dem früheren Zustand treten durch Aufstau von künstlichen Seen und Kanalbau zudem größere Grundwasseranreicherungen auf, wenn nicht Abdichtungen im Gewässerbett oder an der Sohle der Kanäle bzw. der Speicherbecken vorgenommen wurden.

9.3 Zu- und Ableitungen

Zu den unmittelbar auf das Gewässer einwirkenden anthropogenen Maßnahmen gehören auch die direkte Entnahme, Nutzung, Ableitung und Rückleitung von Wasser. Hierunter fällt v.a. die Nutzung des Wassers für den Bewässerungsbedarf oder zur Kühlung von Wärmekraftwerken. Bei diesen Maßnahmen wird dem Flusslauf Wasser entzogen und z.T. der Atmosphäre durch den Verdunstungsprozess zugeführt. Durch Wasserüberleitungen in andere Einzugsgebiete kann Wasser darüber hinaus seinem angestammten Gebiet entzogen werden. Derartige Wasserüberleitungen größeren Umfangs bestehen z.B. am Neckar (Trinkwasserüberleitung aus dem Donaugebiet und dem Bodenseeraum) und am Main (aus dem Donaugebiet, insbesondere über den Betrieb des (Rhein-)Main-Donau-Kanals).

9.4 Landnutzung

Bei den anthropogenen Maßnahmen auf den Landflächen handelt es sich um indirekte Einwirkungen auf Abflussprozesse durch wasserkreislaufrelevante Eingriffe in die Landschaft in Form von durch Besiedlung, Industrialisierung, Bergbau, Umkultivierung der Landschaft (Terrassierungen) sowie um unmittelbare Einwirkung durch land- und forstwirtschaftliche Maßnahmen (Düngung, Bewässerung, Entwässerung, Abholzungen).

Mit Urbanisierungsmaßnahmen, d.h. der Anlage von Siedlungen, Verkehrsflächen und Produktionsstätten, geht eine Versiegelung von Bodenflächen einher. Das bedeutet eine beträchtliche Verminderung der Grundwasserneubildung und der Verdunstung sowie dementsprechend eine Erhöhung des Oberflächenabflusses. Hinzu kommt, dass der auf die versiegelten Flächen fallende Niederschlag über erweiterte und ausgebaute Entwässerungssysteme (Rinnsteine, Rohrleitungen, offene Gerinne) ohne wesentliche zeitliche Verzögerung in den Vorfluter gelangt. Dadurch wird die Abflusskonzentration verkürzt und der Scheitel der Hochwasserwelle aus dem versiegelten Gebiet tritt früher ein und läuft höher auf. Dieser Effekt ist umso stärker, je größer die versiegelten Flächen in einem Flussgebiet sind. Für Hochwasserereignisse bei gefrorenem Boden kann der Urbanisierungseffekt vernachlässigt werden, da gefrorener Boden vorübergehend wie versiegelter Boden wirkt.

> Der Umstand, dass die Zunahme der Siedlungs- und Verkehrsflächen im Rheingebiet im Laufe des 20. Jahrhunderts bedeutend ist, ist unbestritten. Dennoch waren im Hinblick auf die Quantifizierung der Folgen dieser Zunahme für das Abflussgeschehen trotz intensiver Recherchen keine umfassend konkretisierenden Flächenangaben für diesen 100Jahres-Zeitraum zu gewinnen. Grund sind die im Laufe der Jahrzehnte z.T. mehrfach wechselnden politisch-administrativen Aufgliederungen im Untersuchungsraum sowie Kriegsfolgen. Für den Zeitraum 1950-1990 gilt gemäß DEUTSCHER BUNDESTAG (1997), dass die Siedlungsfläche in den „alten" Bundesländern von ehedem 7,1% an der Gesamtfläche auf 12,7% im Jahre 1995 zunahm. Im Rheingebiet mit seinen überproportionalen Anteilen an Wirtschafts- und Agglomerationsräumen dürften diese Zunahmen allerdings noch übertroffen werden. In der Schweiz belegt die Arbeit von FLURY (2003) für das zentral im Schweizer Mittelland am Ostrand des Jura gelegene „Berner Seeland" (444 km²) beispielhaft eine Zunahme der Siedlungsfläche an der Gesamtfläche von 3,7% im Jahre 1900 über 6,9% im Jahre 1950 auf letztlich 11,9% im Jahre 1990.
>
> Der Einfluß der Urbanisierung mit der Folge zunehmender Flächenversiegelungen auf den Abflussprozess wird vor allem im Hinblick auf die Hochwasserentstehung gesehen. Hierzu wurde in Kooperation mit der *Kommission für die Hydrologie des Rheins*/KHR das Modellprojekt *LAHoR* zur Quantifizierung des Einflusses der Landoberfläche und der Ausbaumaßnahmen am Gewässer auf die Hochwasserbedingungen im Rheingebiet durchgeführt (BRONSTERT et al., 2003). Das Ergebnis zeigt, dass dieser Einfluss mit zunehmender Größe des betrachteten Einzugsgebietes schwindet: Gebiete mit einer Einzugsgebietsfläche <1000 km² reagieren bei entsprechenden Niederschlagsintensitäten sehr unmittelbar mit Hochwasserverschärfungen, Gebiete >5000 km² dagegen zeigen nur geringe Effekte.

Einfluss auf den Wasserkreislauf nimmt die Wasserentnahme aus dem Grundwasser für die Wasserversorgung. Durch sie kann der Grundwasserabfluss erheblich vermindert werden, insbesondere, wenn das entnommene Wasser in benachbarte oder entfernte Gebiete überführt wird. Entnommenes Grundwasser wird überwiegend als Abwasser zurückgeleitet. Auch große Baumaßnahmen beeinflussen das im Boden befindliche Wasser. Bei Tiefbauarbeiten werden Grundwasserstände vorübergehend oder dauernd abgesenkt oder Wasserbewegungen durch unterirdische Einbauten wie Tiefgründungen, Tunnel und Dichtungswände verzögert oder sogar unterbunden. Durch tiefe Gründungen können Verbindungen zwischen verschiedenen Grundwasserstockwerken geschaffen werden. Der Bau von Stollen, z.B. für die Überleitung von Wasser, kann den Wasserhaushalt der tangierenden Gebiete erheblich verändern. Das Befahren der Böden mit schweren Fahrzeugen bringt durch Verdichtung verminderte Durchlässigkeiten. Ummantelungen der in den Verkehrsflächen verlegten Rohrleitungen mit Sand oder Kies haben unerwünschte Dränfunktionen v.a. in hängigen Lagen. Jeglicher Bergbau hat

neben den Veränderungen des festen Untergrundes bis hinauf zur Oberfläche Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. Bei Abgrabungen (z.B. Auskiesungen) entstehen häufig größere Wasserflächen mit Verdunstung. Im Tagebau können sich große Abbautiefen ergeben, so dass oft Wasserhaltungen notwendig werden (Braunkohletagebau). Dadurch ergeben sich in der Gewinnungsperiode Grundwasserabsenkungen und, nach Verfüllung, erhebliche Veränderungen gegenüber der früheren natürlichen Untergrundschichtung. Beim Untertagebau entstehen Verbindungen zwischen verschiedenen Grundwasserstockwerken. Der großräumige Abbau z.B. ganzer Kohle- und Erzflöze kann Bruchversatz bewirken und zu Störungen der Deckschichten bis hinauf zur Oberfläche führen. Damit ergeben sich aus dem Untertagebau einerseits nachteilige Wirkungen auf den wasserführenden Untergrund (zusätzliche Abflüsse aus Wasserhaltungen, Störungen der Grundwasserströmung durch Gefälleänderungen der Schichten und Schichtbrüche) und andererseits nachteilige Wirkungen auf die Vorfluterverhältnisse an der Oberfläche (z.B. Muldenbildung mit Vernässungsfolgen).

Der Wasserhaushalt wird auch durch die Landwirtschaft, wie Be- und Entwässerung, Anbau verschiedener Kulturen mit wechselnder Fruchtfolge, Bodenbearbeitungstechniken, Düngung und Umkultivierung der Landschaft beeinflusst. Die Nutzungsart (angebaute Kulturen) und die Fruchtfolge verändern den Abfluss und seine saisonale Verteilung über die Verdunstung, da jede Pflanzenart einen für sie spezifischen Wasserverbrauch hat. Die Verdunstung kann zusätzlich erhöht werden, wenn mehrere Fruchtfolgen in einer Wachstumsperiode nacheinander angebaut werden. Eine weitere Erhöhung der Verdunstung und Einflussnahme erfolgt durch den Einsatz von Düngemitteln, weil eine erhöhte Produktion der Biomasse auch erhöhte Transpiration erfordert. Bewässerung vermindert den Abfluss und vermehrt die Verdunstung, umgekehrt verhält es sich mit der Entwässerung landwirtschaftlicher Flächen. Sie ist erforderlich, wenn der Grundwasserstand bis nahe an die Bodenoberfläche reicht und dadurch eine landwirtschaftliche Nutzung erschwert wird. Durch die Entwässerung wird der Grundwasserstand gesenkt und somit die Verdunstung vermindert. Bei Hochwasser können dränierte Flächen abflussmindernd wirken, indem das entleerte Porenvolumen ein kurzzeitig höheres Speichervolumen darstellt. Nach Entwässerungsmaßnahmen sind auch Erhöhungen des Abflussscheitels beobachtet worden. Durch Austrocknung der Böden entstehen Makroporen, durch welche sie ein verbessertes Durchlassvermögen erhalten.

Neue Situationen ergeben sich durch Umkultivierungen der Landschaft. So können durch Großterrassierungen die natürlichen Gefälleverhältnisse verändert werden, was ebenfalls den Oberflächenabfluss verändert. Geläufig, dennoch oft missachtet, sind Wirkungen veränderter Bodenbearbeitung. Flächen, die hangparallel bearbeitet werden, haben einen geringeren Oberflächenabfluss als solche, bei denen die Bearbeitung in Richtung der Hangneigung erfolgt. Die maschinenfreundlichere und darum meist bevorzugte Hangbearbeitung mit der Neigung führt zu erhöhter Erosion durch Abschwemmung großer Teile des Bodens besonders bei Starkregen. Bei der Bearbeitung landwirtschaftlich genutzter Flächen bewirkt das Befahren mit schweren Fahrzeugen eine Verdichtung des Bodens, das Aufbringen von Gülle führt zu einer Verschlämmung der Böden. Beides vermindert das Infiltrationsvermögen, wodurch bei starken Niederschlagsereignissen mehr Wasser oberflächlich und damit schneller abfließt. Dies führt zu einer Verschärfung der Hochwassergefahr v.a. bei kleineren Einzugsgebieten in ländlichen Regionen, was z.B. SCHMIDT (2002) oder ZHANG & GARBRECHT (2002) zeigen.

Wälder stellen durch ihre hohe Transpiration einen großen Wasserverbraucher dar. Durch die Interzeption der Vegetationsdecke und gute Infiltrationseigenschaften haben Waldböden eine hochwassermindernde Wirkung. Folglich sind Scheiteldurchflüsse nach starken Niederschlägen von bewaldeten gegenüber unbewaldeten Gebieten zumeist wesentlich geringer. Auch der in den Waldbeständen anders verlaufende Auf- und Abbau der Schneedecke bewirkt, dass

sich die Schneeschmelzabflüsse in bewaldeten Gebieten über eine längere Zeitspanne erstrecken und dadurch die Scheitelabflüsse geringer sind. Aus diesen Gründen können Durchforstung oder gar Kahlschläge einen beachtlichen Einfluss auf den Wasserhaushalt haben. Nach Kahlschlägen von Waldbeständen kann durch den Fortfall der Interzeptionswirkung und durch Erosionserscheinungen auf Schleifrunsen in größeren Teilen des Einzugsgebietes die Humusauflage beseitigt werden. Dadurch entfällt deren Speicherwirkung, und es wird das Infiltrationsvermögen und als Folge davon die Grundwasserneubildung vermindert, wobei erheblich vergrößerte Oberflächenabflüsse auftreten können. Daneben werden größere Massen von Feststoffen wegtransportiert. Diese Stoffe werden in Talsperren oder Rückhaltebecken abgelagert und können zu einer Verkürzung der Lebenszeit solcher Speicher beitragen (MENDEL 2005). Beeinträchtigungen dieser Art müssen auch als Folge der zu beobachtenden Waldschäden erwartet werden.

Die meisten erwähnten Einwirkungen können Veränderungen in der Höhenlage der Grundwasseroberfläche verursachen, u.a. mit nachteiligen ökologischen Folgen. Mittelbar sind auch die grundwassergespeisten Abflüsse betroffen.

Als weitere indirekte Eingriffen des Menschen in den Wasserkreislauf können jene Einwirkungen aufgefasst werden, die das Klima beeinflussen. Beispielsweise treten infolge einer lebhafteren Thermik über urbanisierten Gebieten häufiger Starkniederschläge auf. Die allgemein erwarteten globalen Klimaänderungen verursachen Rückwirkungen auf den gesamten Wasserhaushalt in der räumlichen und zeitlichen Verteilung von Niederschlag und Abfluss bzw. Durchfluss (saisonale Verteilung, Extremwerte). Näheres hierzu wird in Kap. 6 beschrieben.

Ursache-Wirkungs-Beziehungen für festgestellte Änderungen im Abflussverhalten lassen sich umso schwerer isolieren, je größer das Einzugsgebiet und das einbezogene Gewässernetz sind bzw. je mannigfaltiger die verschiedenen anthropogenen Eingriffe sind.

10 Die Entwicklung der Abflussverhältnisse im 20. Jahrhundert

Im Folgenden werden die Grundzüge der Entwicklung der Abflussverhältnisse im 20. Jahrhundert im Rheingebiet dargestellt und, soweit dies zu ermitteln war, Kausalitäten diskutiert. Angesichts der Fülle der bei der statistischen Analyse erarbeiteten Information musste diese synoptische Aufbereitung auf Kernpunkte beschränkt bleiben, um den Überblick zu wahren. Charakterisierungen der jeweiligen Flussgebiete bzw. Teileinzugsgebiete, Ergebnisse vertiefender oder ergänzender Zeitreihenanalysen, viele zusätzliche grafische Aufbereitungen und zahlreiche weitere Details werden in den teileinzugsgebietsbezogenen Einzeltexten, Tabellen und Diagrammen im Anhang behandelt; alle Berechnungsergebnisse sind in der auf CD-ROM beigefügten Datenbank dokumentiert.

Die Piktogramme in Abb. 10.1 zeigen als Synopse über alle untersuchten Teileinzugsgebiete die im Rahmen der vorliegenden Studie erzielten Ergebnisse der Trend- und Sprunganalysen. Dabei wird aus Vergleichbarkeitsgründen unterschieden in den 100jährigen Untersuchungszeitraum der 16 Teileinzugsgebiete mit sogenannten „Langen Reihen“ (LR) von 1901-2000 (in Ausnahmefällen im südlichen Rheingebiet vereinzelt 1905-2000) und in den für alle 38 Regionen verwendeten Standard-Untersuchungszeitraum 1951-2000 (KR). In diesen synoptischen Piktogrammen wird übersichtlichkeitshalber nur ein eingeschränktes Spektrum ausgewählter Untersuchungsgrößen dargestellt (bei der Trendanalyse: SumhN, MQ, NM7Q, NM21Q, HQ / bei der Sprunganalyse: SumhN, MQ, NM7Q, HQ). Wiedergegeben werden dabei nur die zumindest auf einem Signifikanzniveau von 80% gesicherten Entwicklungstrends bzw. Bruchpunkte.

Die Darstellungssystematik ist nahezu selbsterklärend: Nur in den Fällen, in denen eine mindestens auf einem Signifikanzniveau von 80% als Trend belegbare gerichte Entwicklung konstatiert wurde, erfolgte ein Eintrag in eines der betreffenden Felder. Nach rechts fallende Dreieckssignets bezeichnen absinkende (negative) Entwicklungstendenz, nach rechts ansteigende Signets positive Tendenz. Je fetter die verwendete Farbe, desto höher ist das jeweilige Signifikanzniveau, auf welchem der Trend abzusichern ist.

Die dargestellten Resultate der Sprunganalyse beruhen im übrigen auf einer „bruchpunktdifferenzierten Trendanalyse“: Es wird nicht allein der Zeitpunkt eines identifizierten Sprungs aufgezeigt, sondern auch durch ggf. nach oben oder unten weisende Pfeile versinnbildlicht, ob die Teilzeitreihe im Anschluss an den Sprung im Mittel über oder unter dem Gesamtmittel liegt und was die Trendanalyse der Teilzeitreihe nach diesem Bruchpunkt ergibt. Signifikanzprüfungen der Steigungsrichtung der Trendgeraden in den entstehenden Teilreihen unterblieben, weil dazu nicht alle Teilzeitreihen ausreichend lang waren. Es wurde stattdessen jeweils nur die tendenzielle Richtung der Geraden (steigend oder fallend) berücksichtigt. Diese Zusatzinformation gibt Auskunft über die Konstanz einer als Tendenz oder Trend identifizierten gerichteten Entwicklung über die gesamte Untersuchungsperiode hinweg.

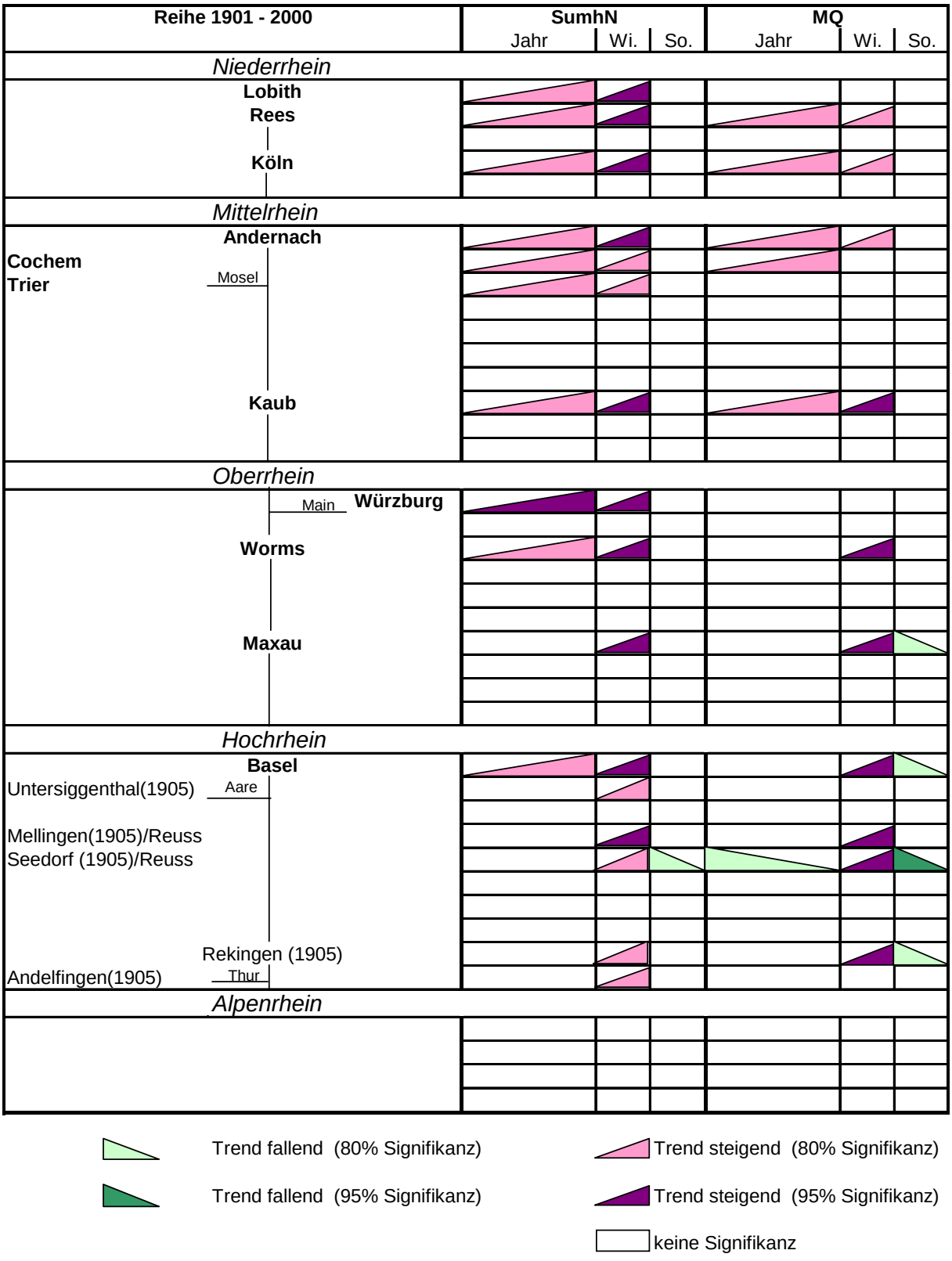


Abb. 10.1a: Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)

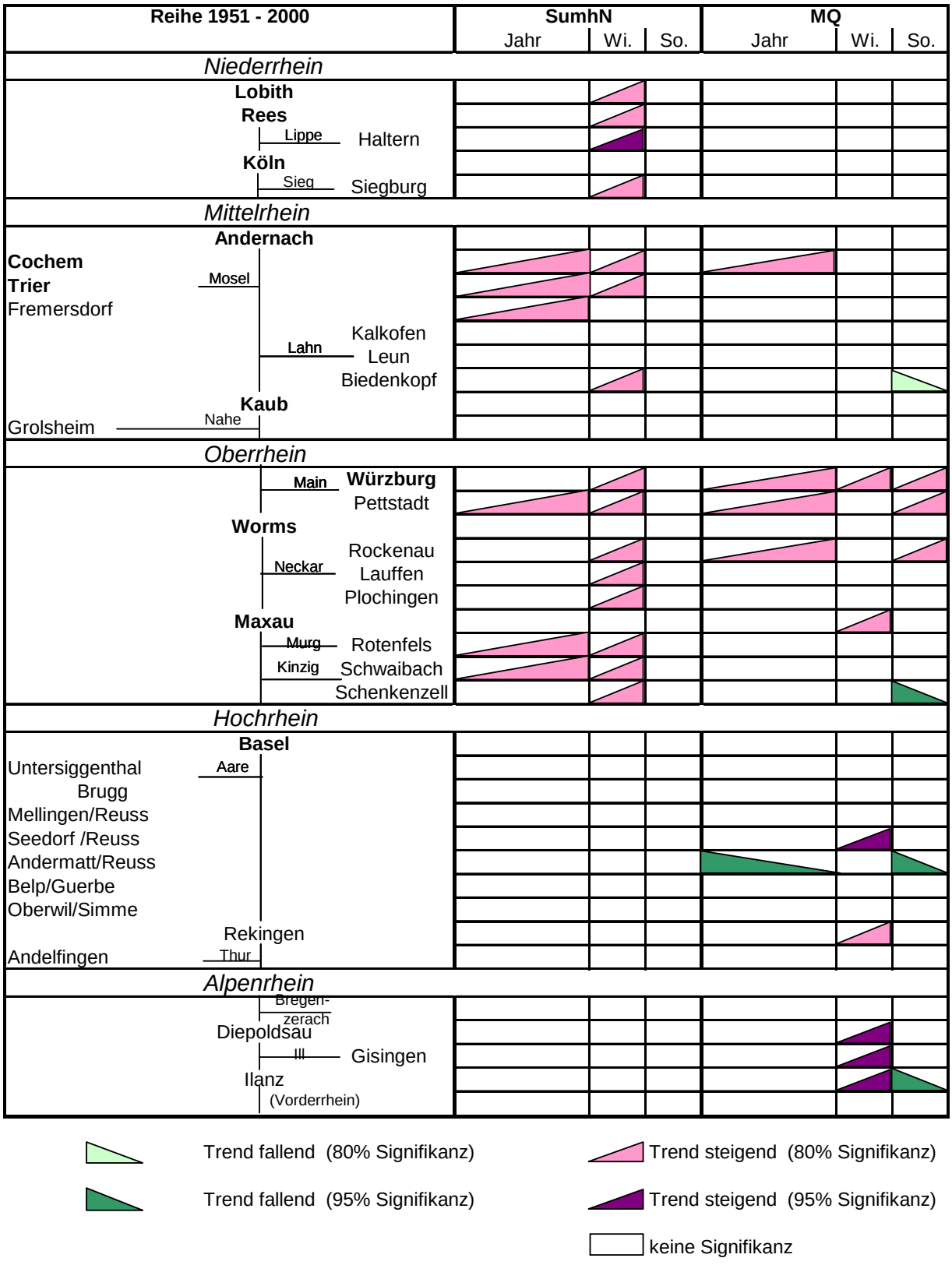


Abb. 10.1b: Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000

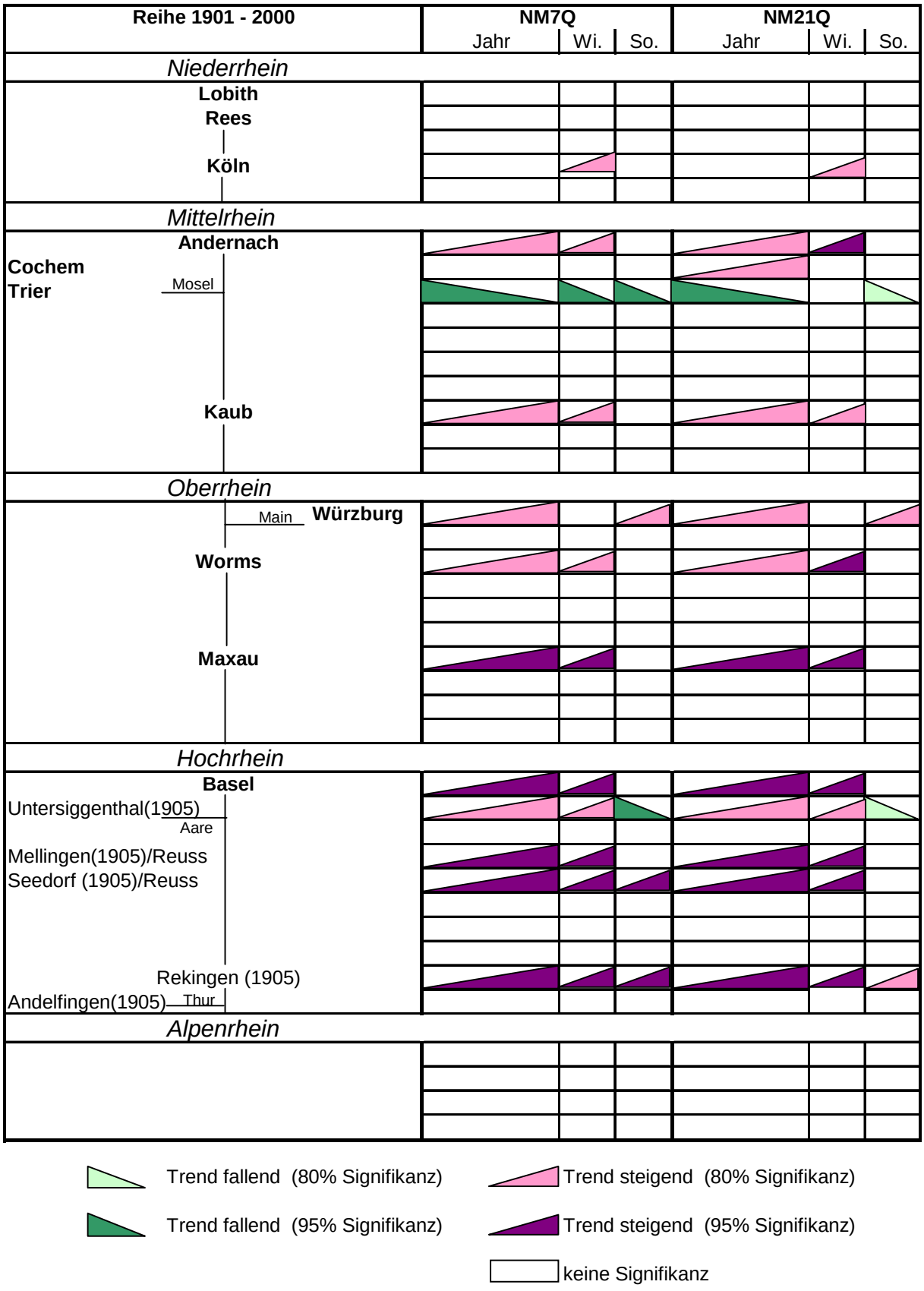


Abb. 10.1c: Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von NM7Q und NM21Q im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)

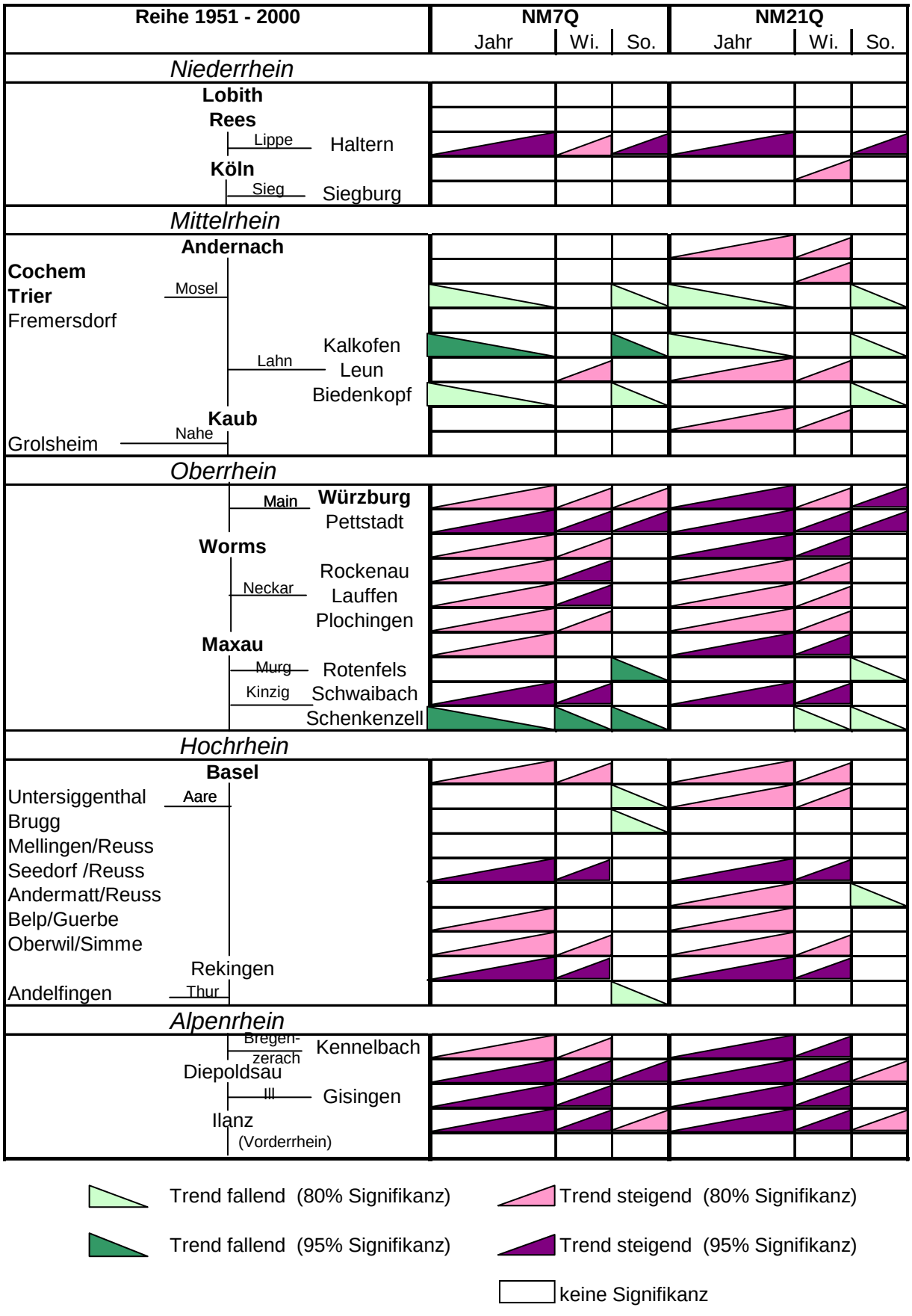


Abb. 10.1d: Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von NM7Q und NM21Q im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000

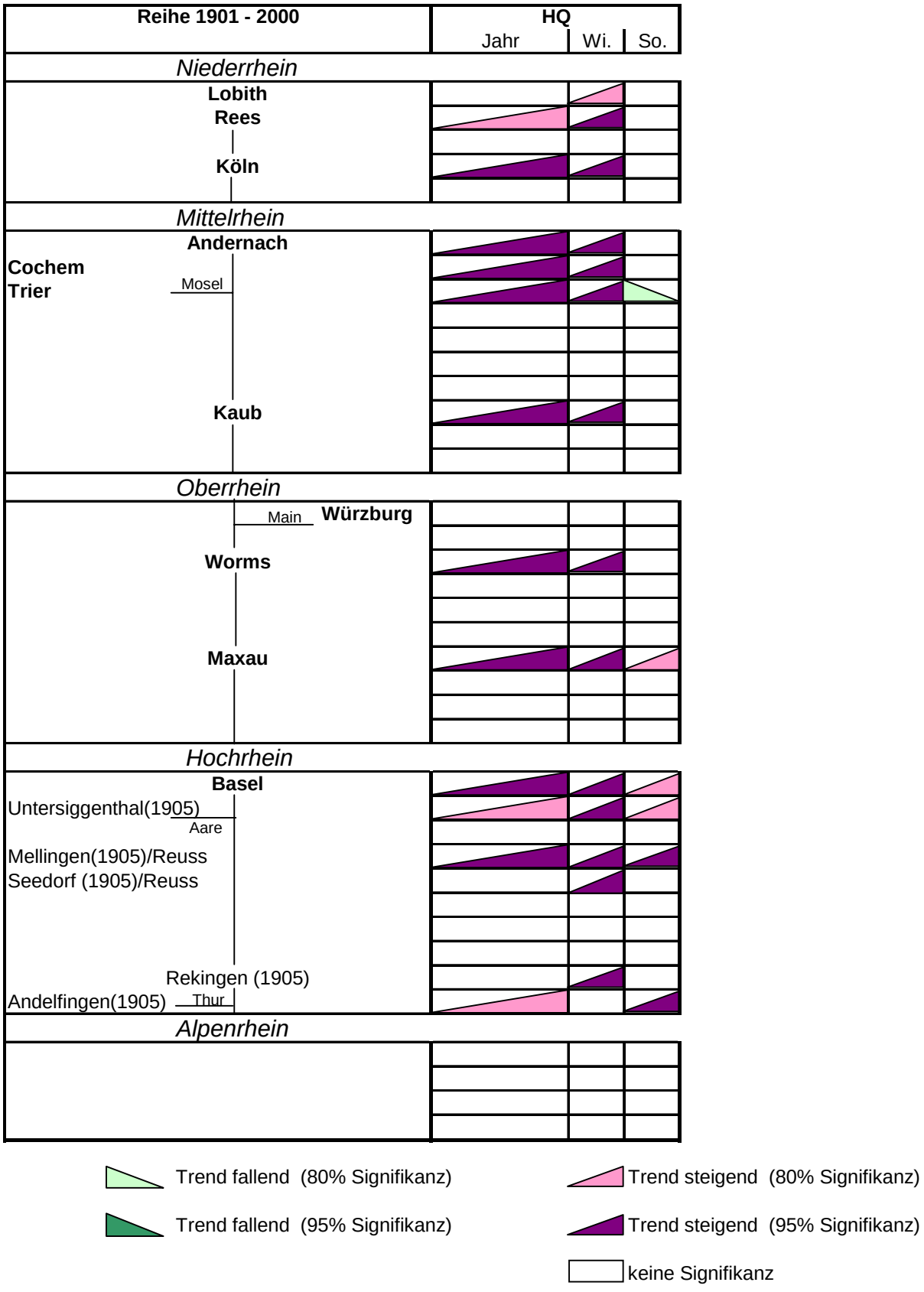


Abb. 10.1e: Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von HQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)

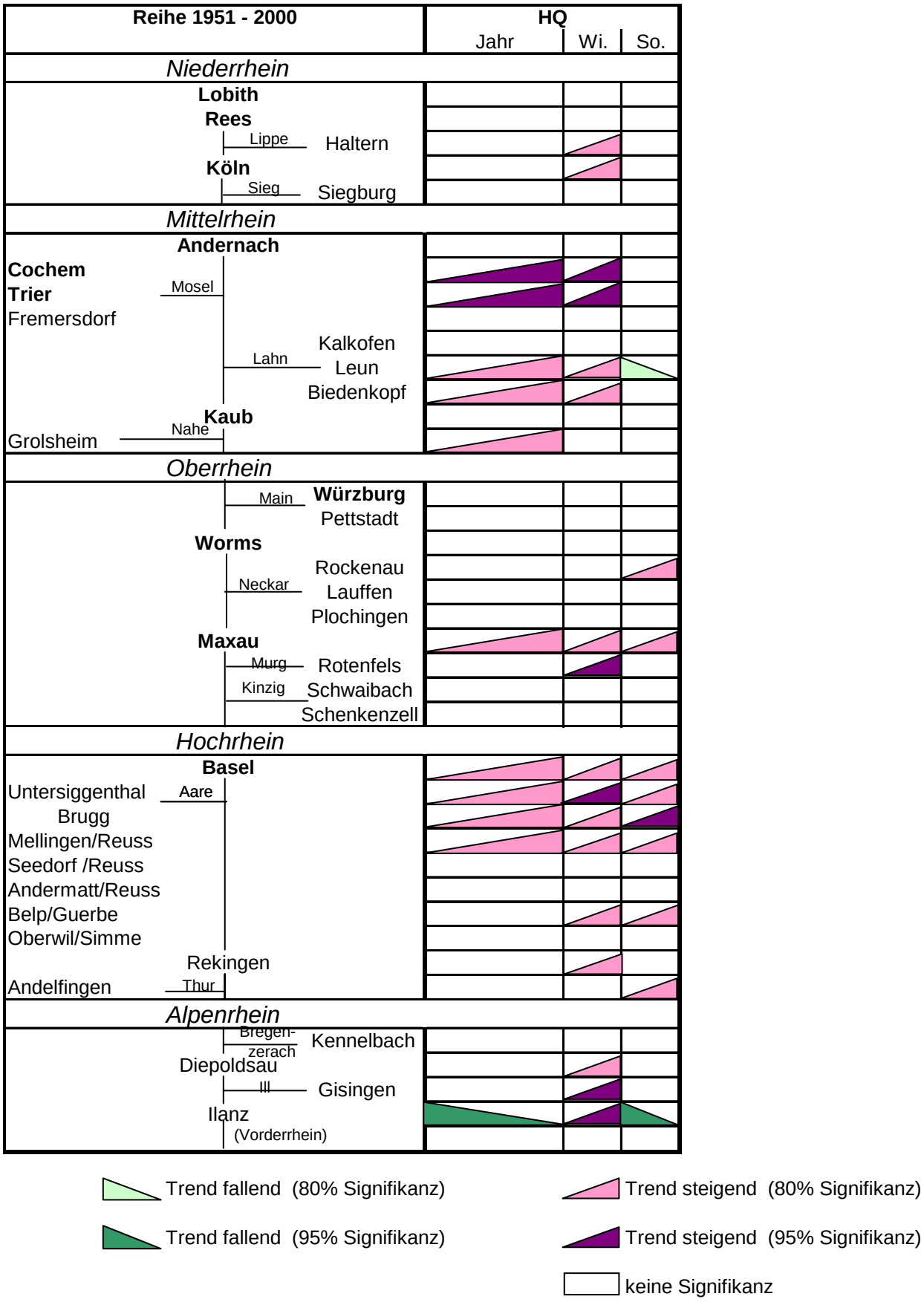
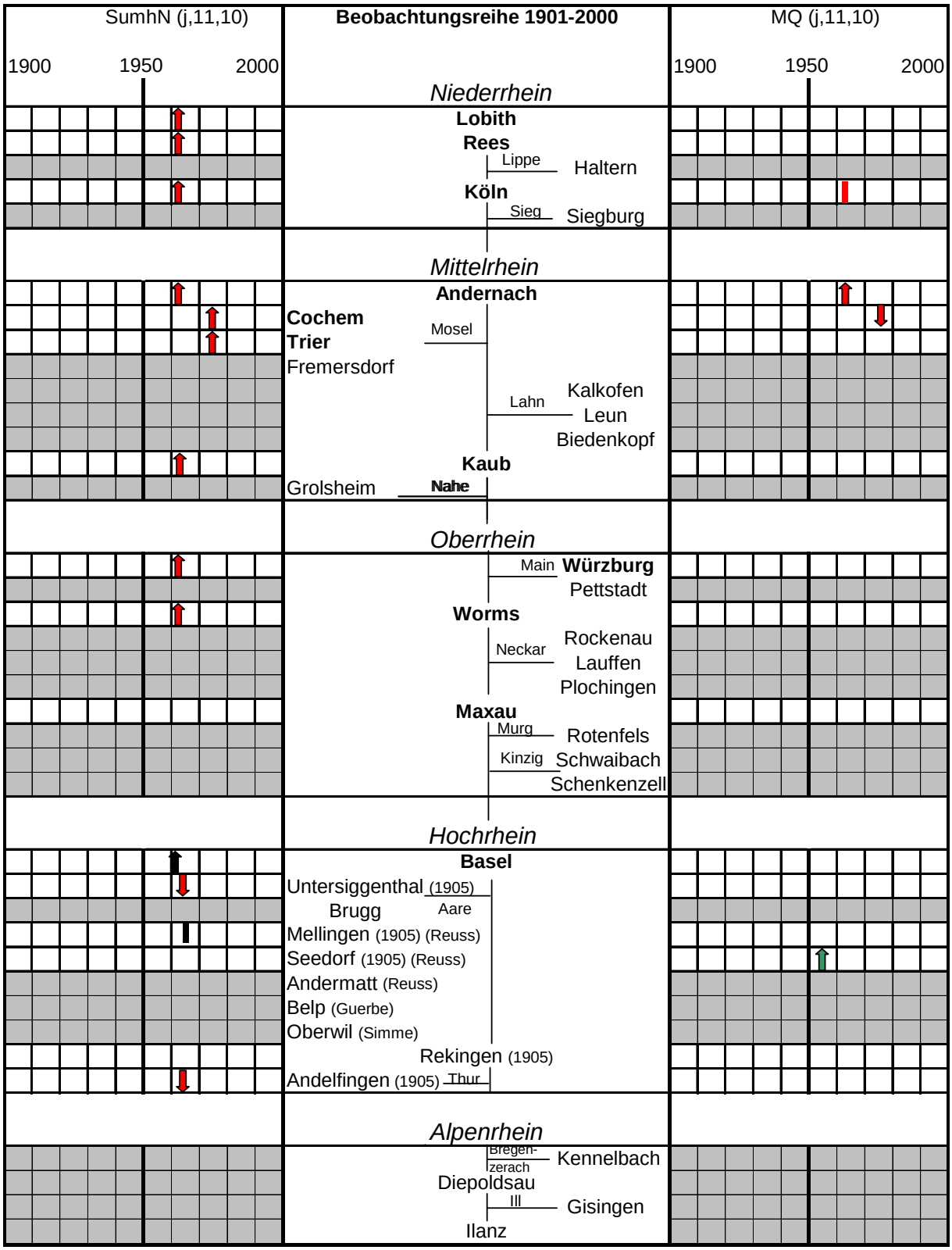
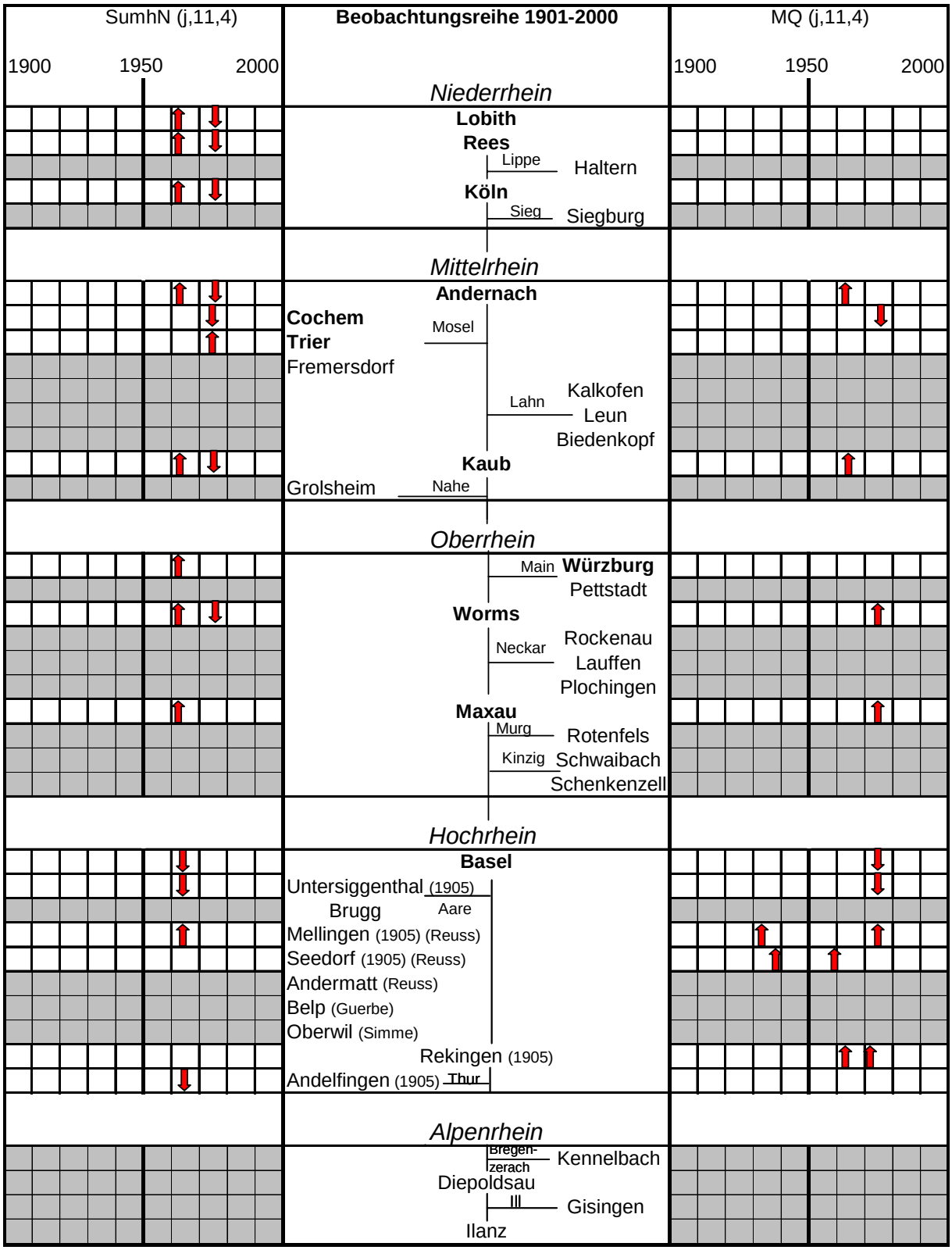


Abb. 10.1 f: Synoptisches Piktogramm der Trendentwicklung von HQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000



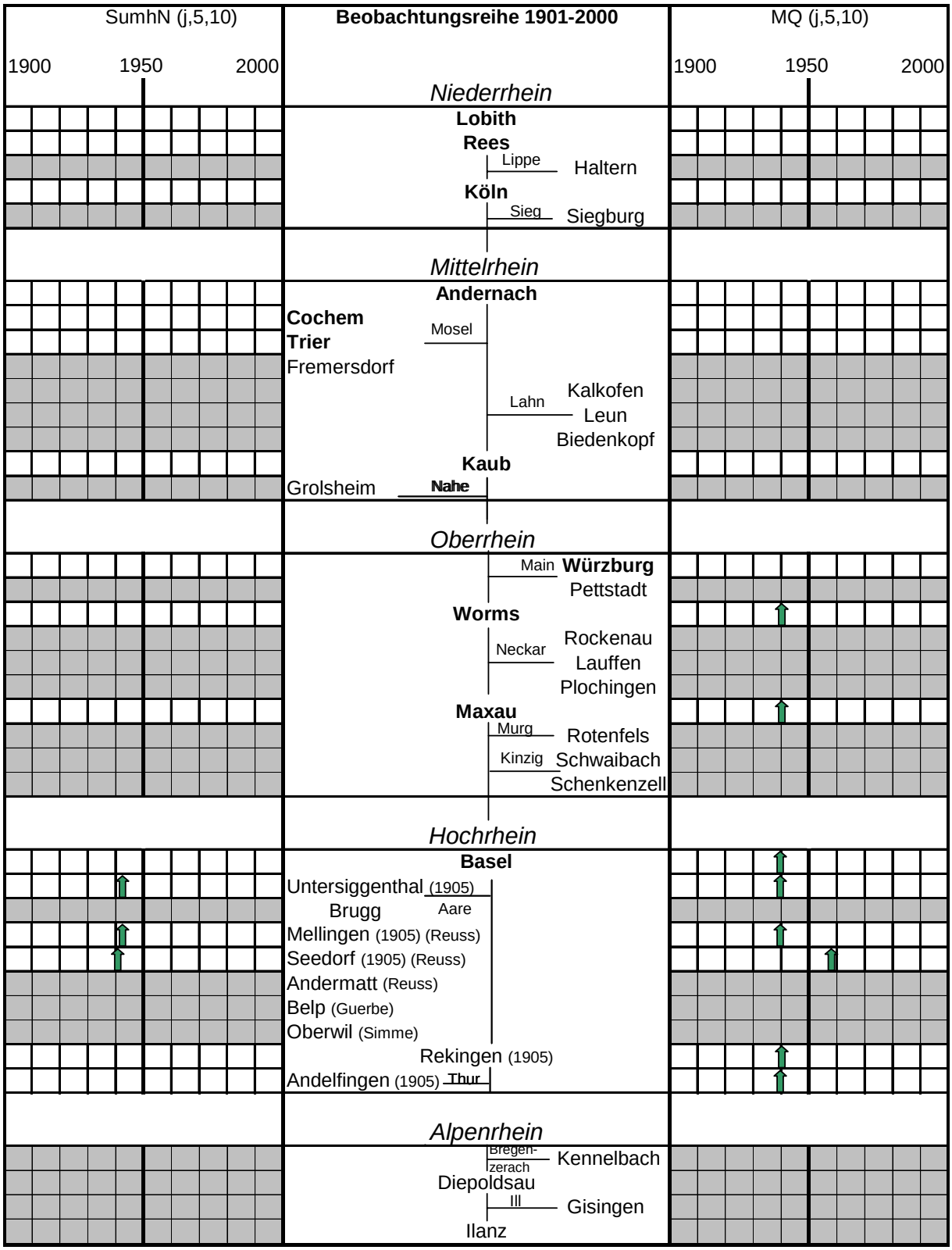
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher ▮; gleich ▮ niedriger ▮
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧; gleich ▯ fallend ⇩

Abb. 10.1g: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Jahres-Zeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)



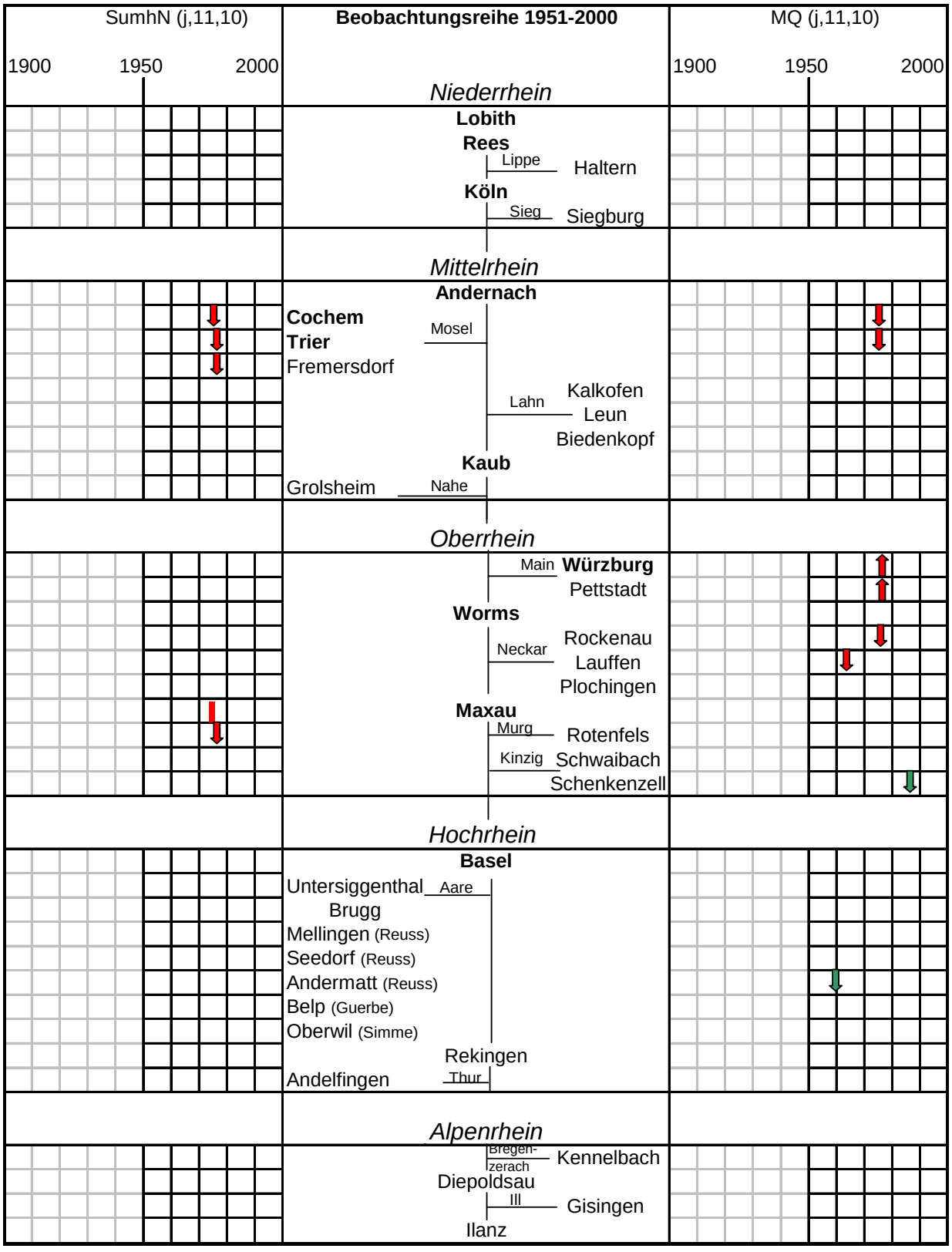
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher ▮ gleich ; niedriger ▮
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧; gleich ▯; fallend ⇩

Abb. 10.1h: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Winter-Halbjahreszeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)



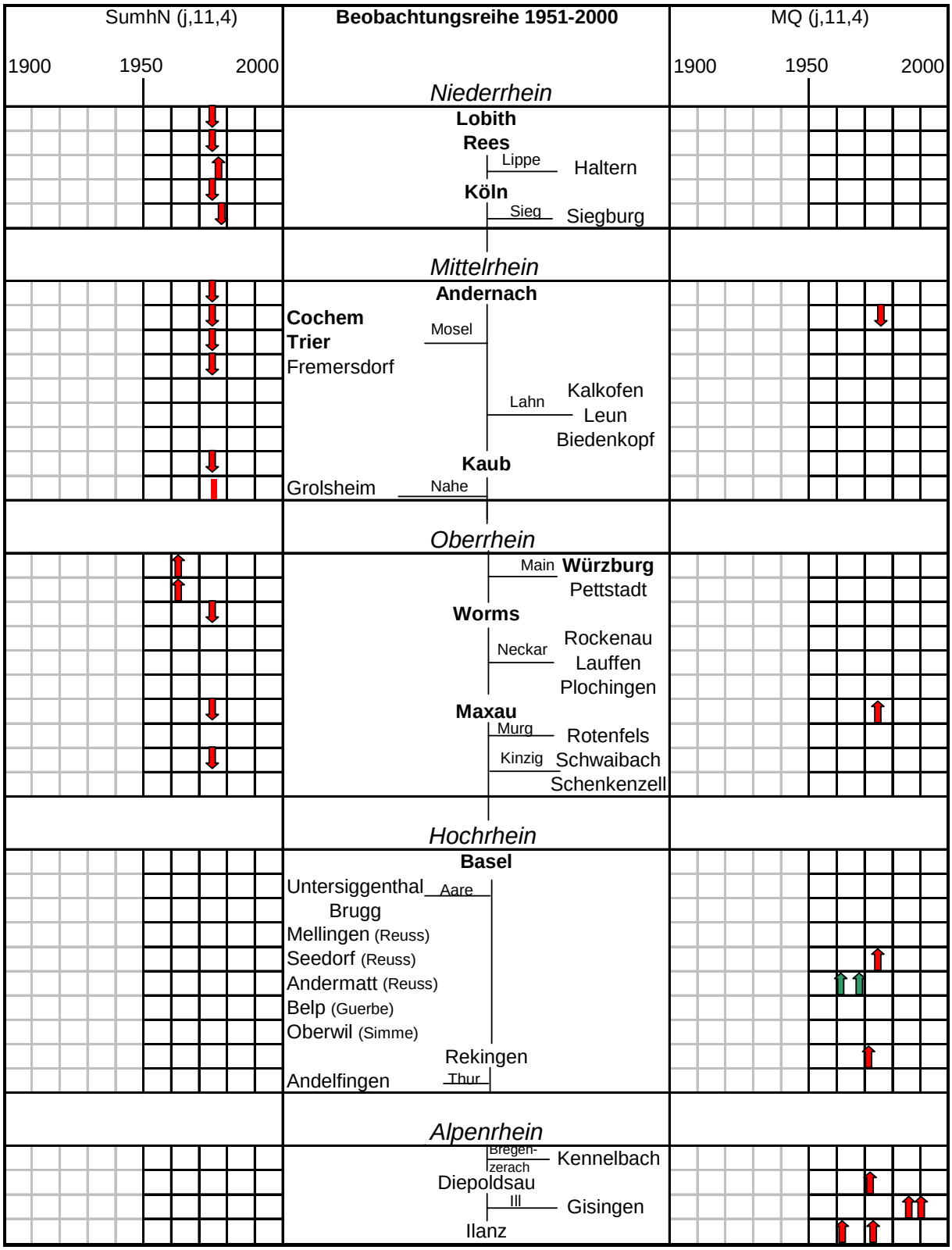
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher gleich ; niedriger
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧ gleich ⇨ fallend ⇩

Abb. 10.1i: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Sommer-Halbjahreszeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)



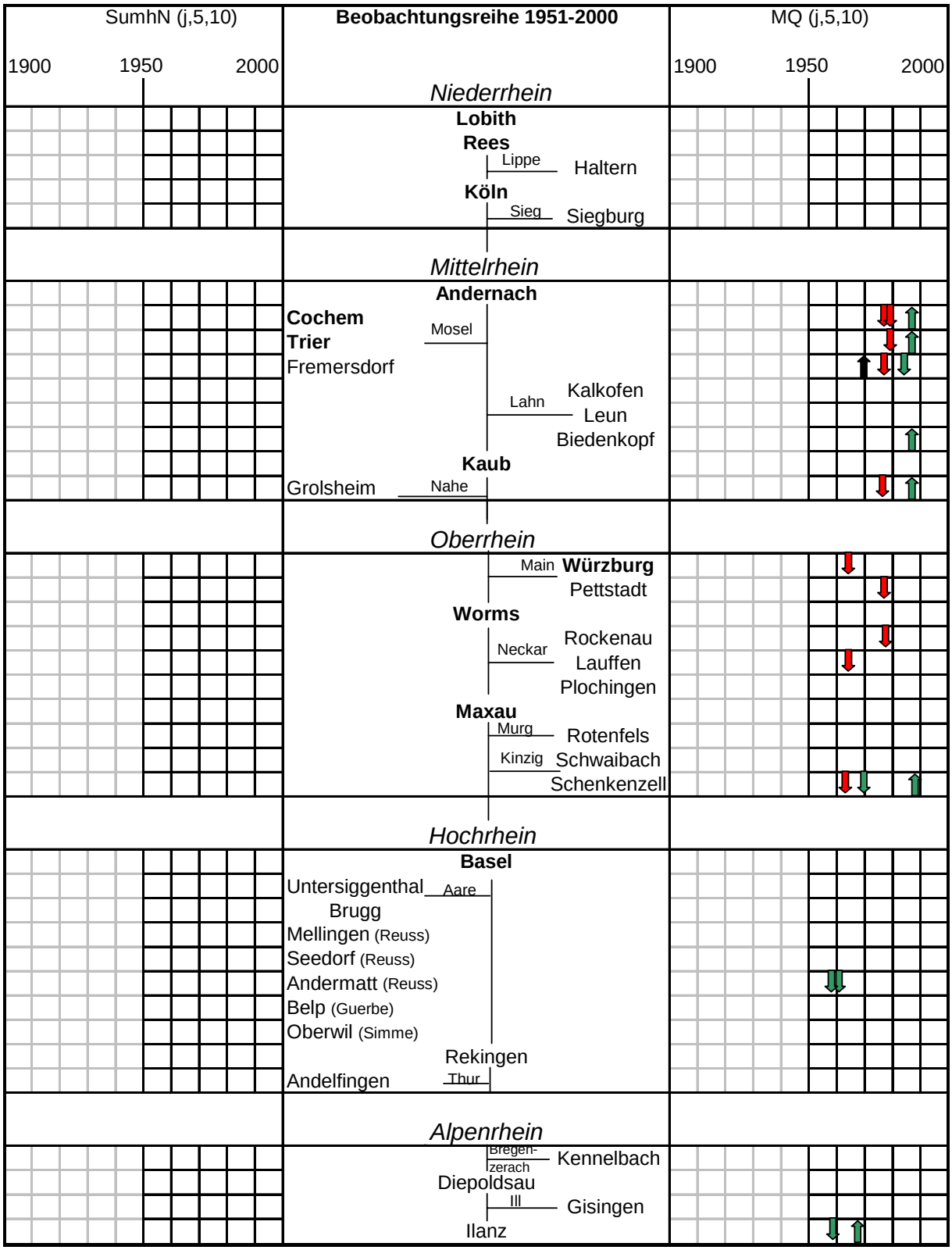
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher ▮; gleich ▮ niedriger ▮
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧ gleich ▯ fallend ⇩

Abb. 10.1j: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Jahres-Zeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000



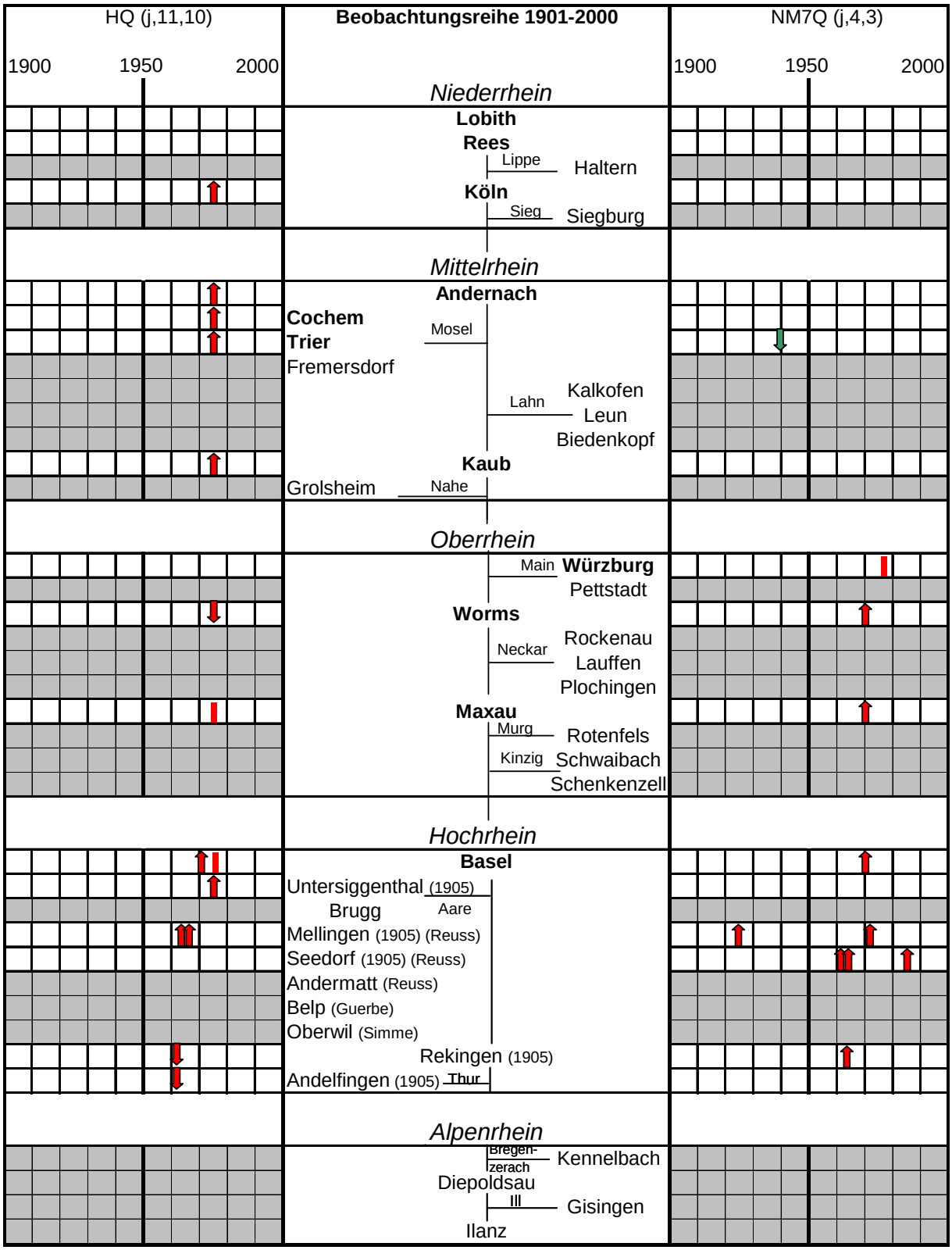
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher gleich niedriger
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend gleich fallend

Abb. 10.1k: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Winter-Halbjahreszeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000



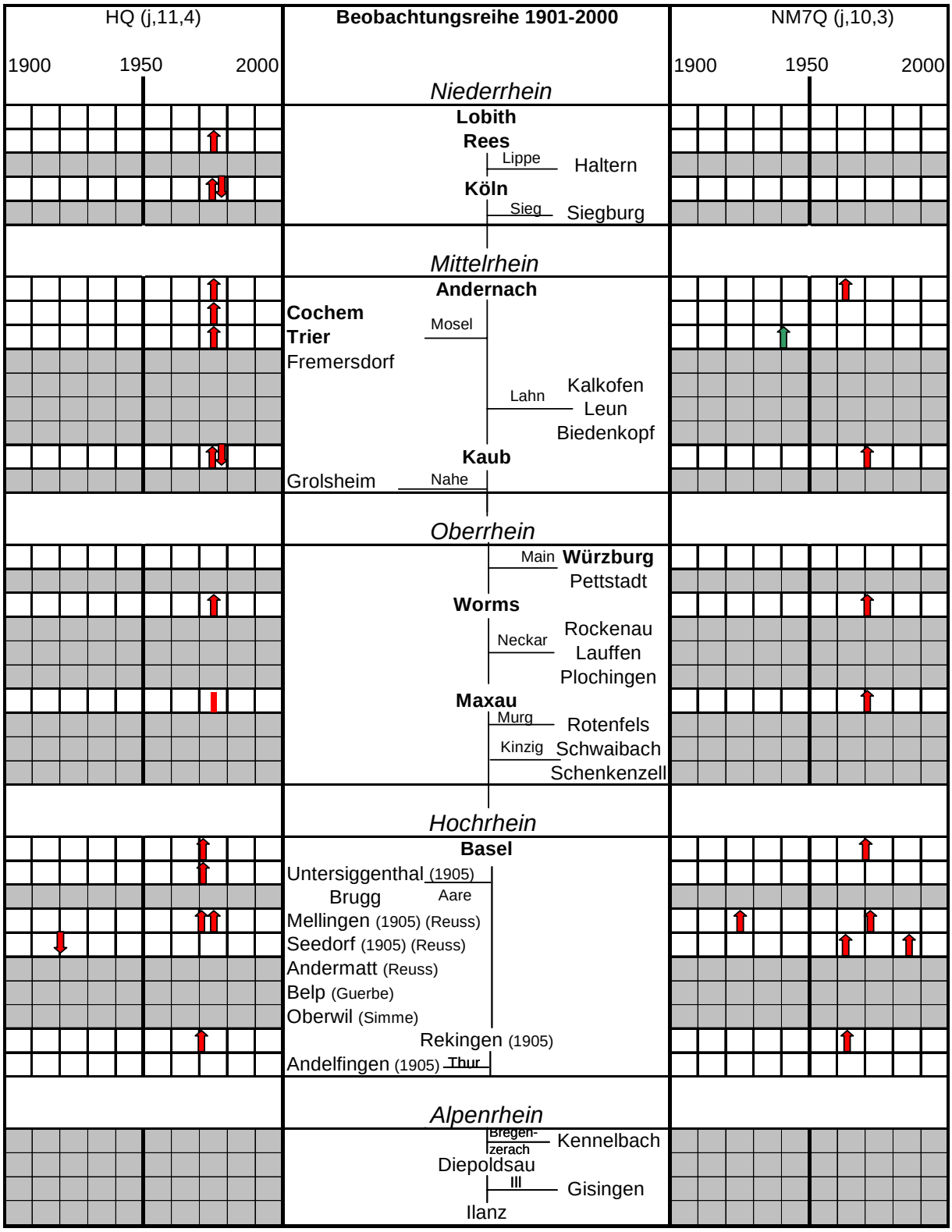
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher ▮; gleich ; ▮niedriger ▮
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧ gleich ▯ fallend ⇩

Abb. 10.1l: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Sommer-Halbjahreszeitreihen von SumhN und MQ im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000



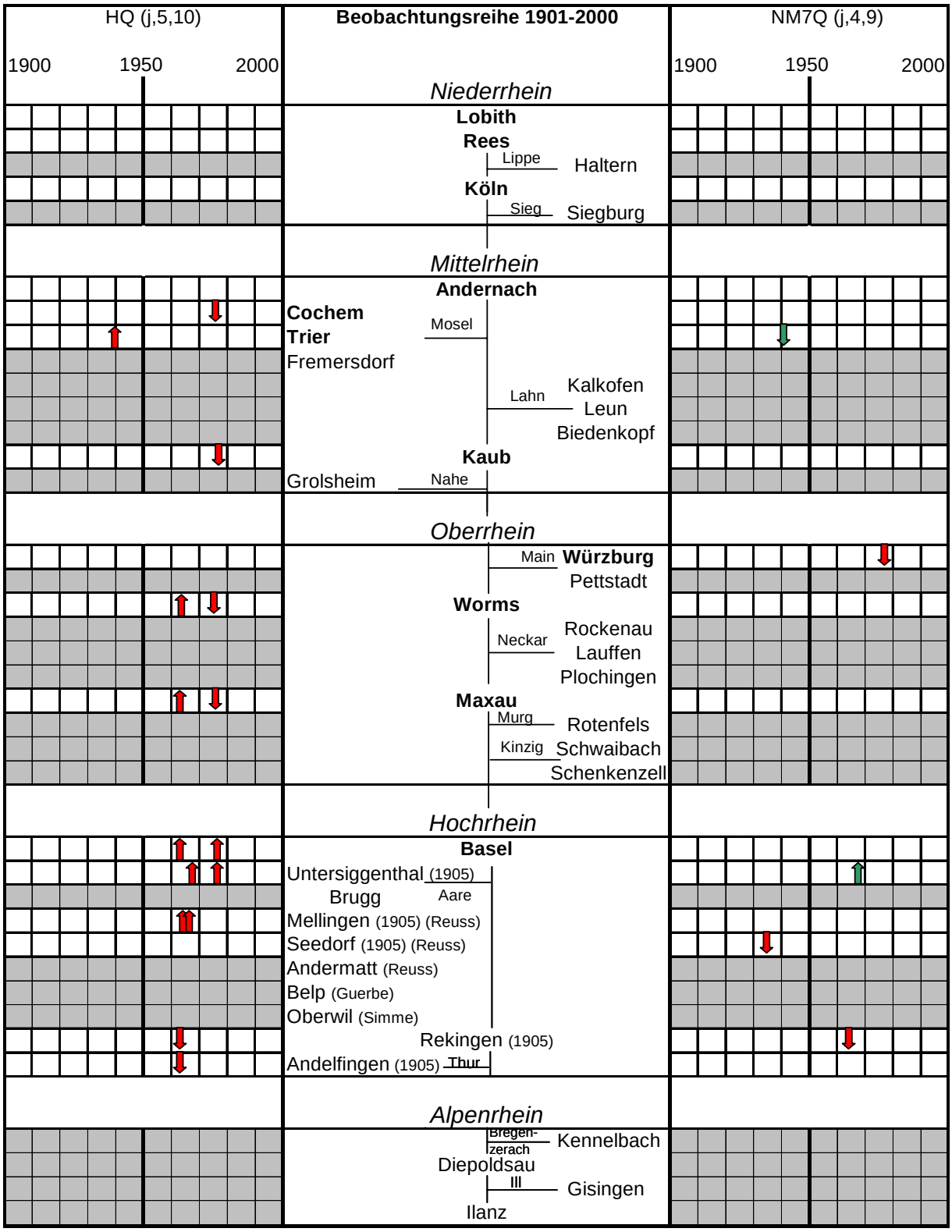
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher gleich ; niedriger
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧ gleich ⇨ fallend ⇩

Abb. 10.1m: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Jahres-Serien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)



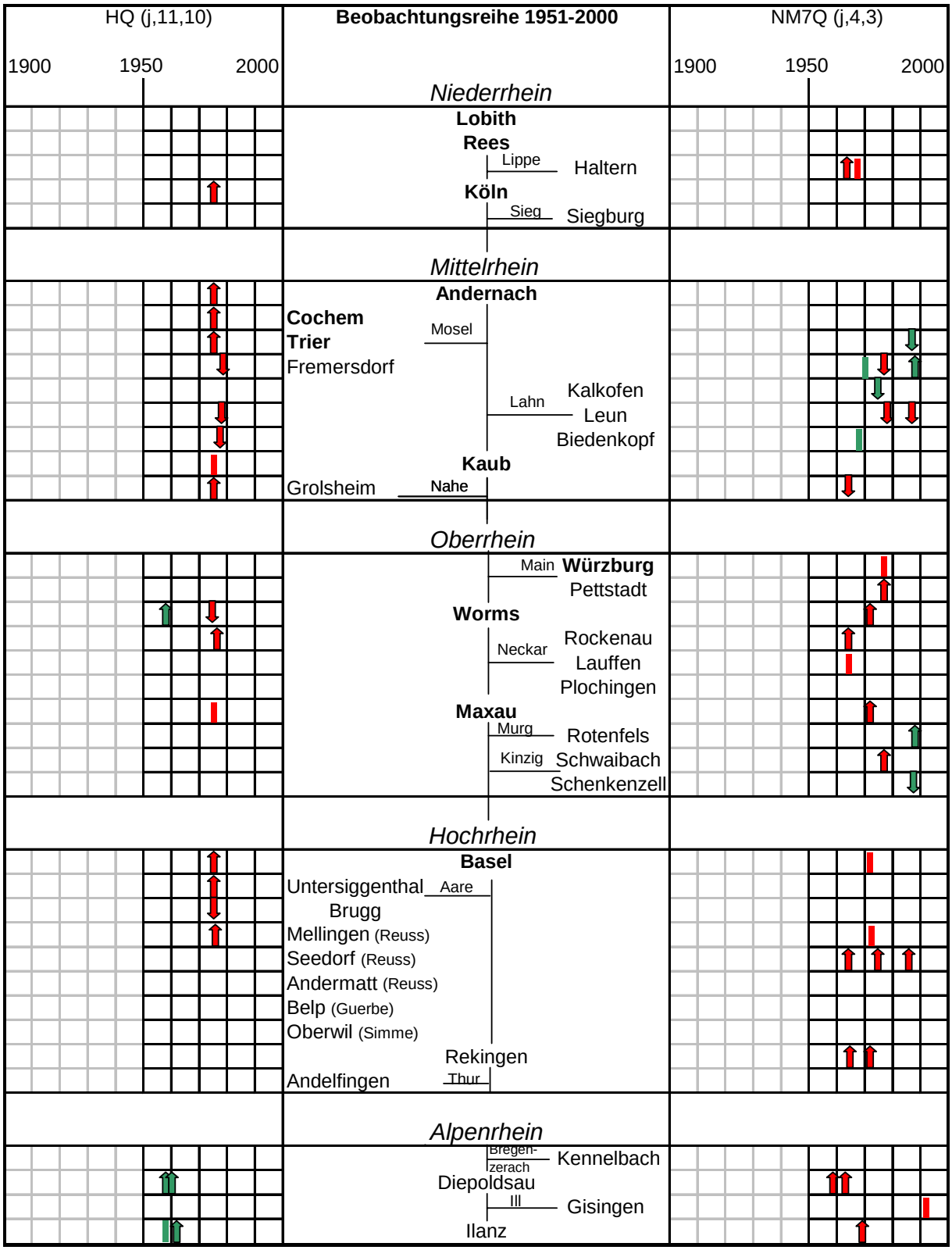
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher gleich niedriger
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧ gleich ▯ fallend ⇩

Abb. 10.1n: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Winter-Halbjahresserien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)



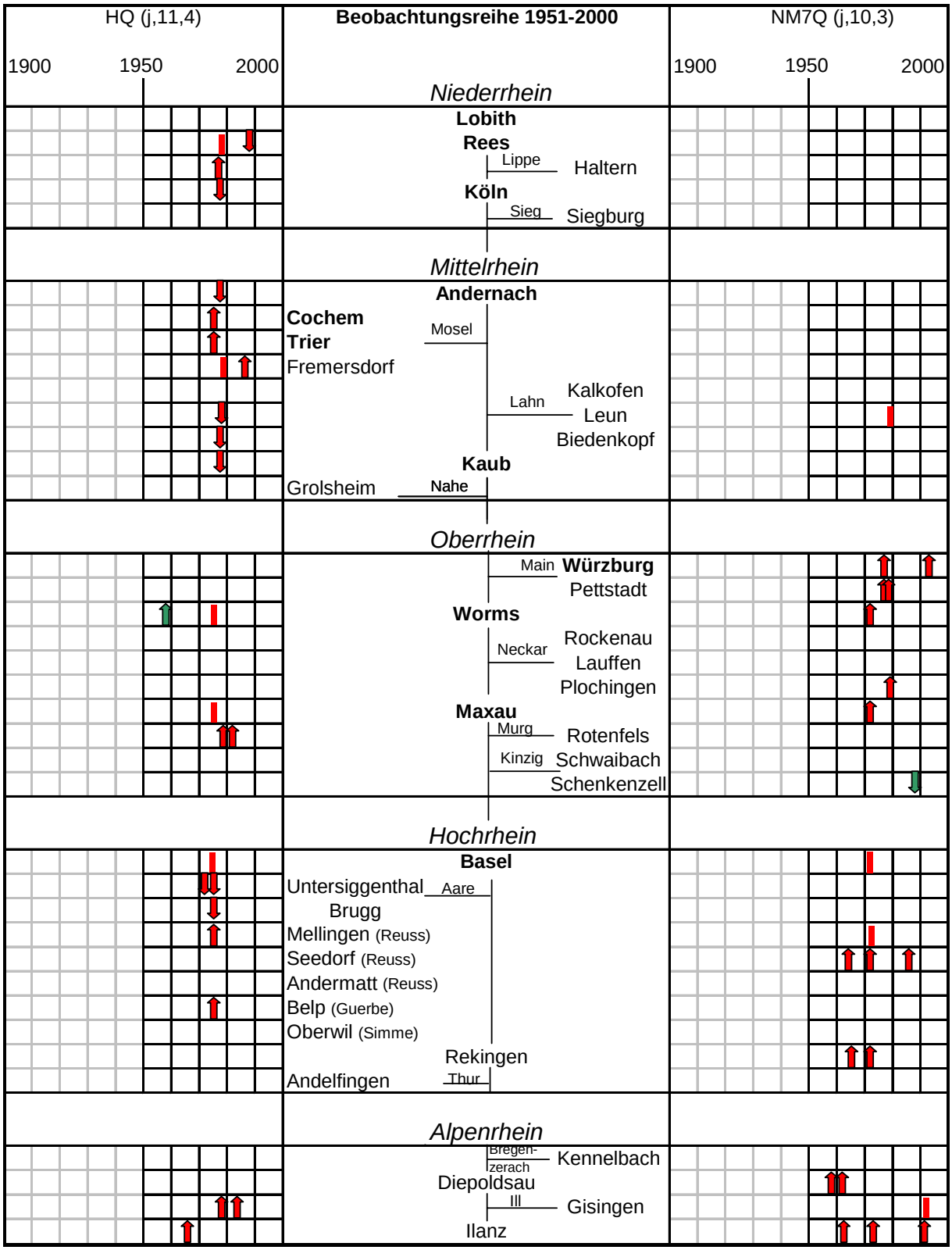
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher gleich niedriger
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧ gleich fallend ⇩

Abb. 10.1o: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Sommer-Halbjahresserien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1901-2000 (die Ausnahmefälle mit Untersuchungsperiode 1905-2000 sind gekennzeichnet)



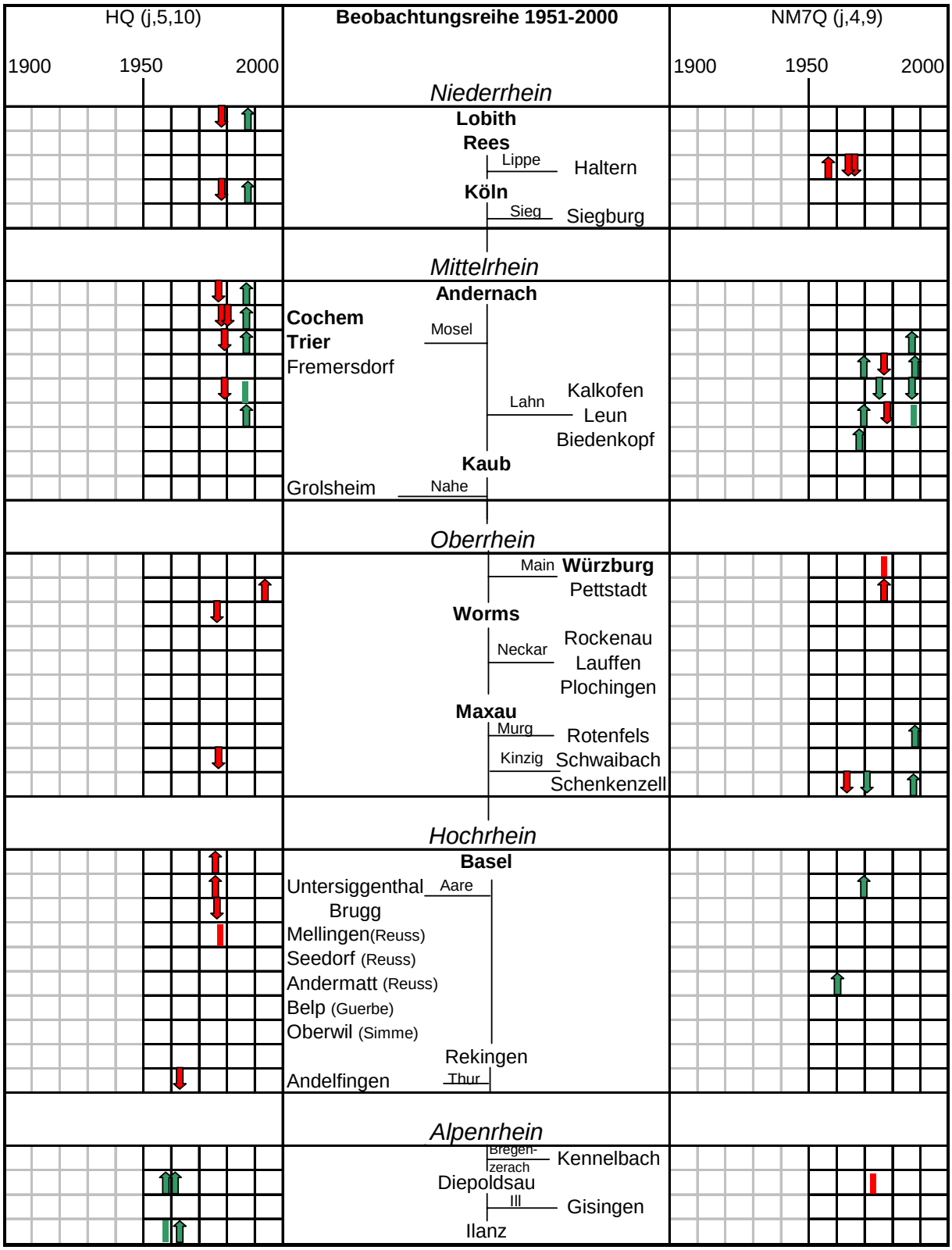
Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher ▮ gleich ▮ niedriger ▮
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧; gleich ▯; fallend ⇩

Abb. 10.1p: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Jahres-Serien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000



Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher ▮; gleich ▮ niedriger ▮
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧ gleich ▯ fallend ⇩

Abb. 10.1q: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Winter-Halbjahresserien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000



Sprung nach Pettitt P ≥ 0,8, nach Bai/Perron
Teilzeitreihe nach dem Sprung: Niveau des Mittelwertes: höher ▮ gleich ▮ niedriger ▮
Tendenz der Regressions-(Trend-) geraden: steigend ⇧ gleich ▯ fallend ⇩

Abb. 10.1r: Synoptisches Piktogramm der Bruchpunkte (Sign-Niv. ≥ 80%) in den Sommer-Halbjahresserien von HQ und NM7Q im Rheingebiet, Zeitraum 1951-2000

10.1 Mittlere Abflüsse

In der Hydrologie ist die Untersuchung der mittleren Abflüsse gut geeignet, um generelle Zusammenhänge zu verdeutlichen, wenngleich durch den Mittelungsvorgang naturgemäß immer auch Details verwischt werden. Um diesem grundsätzlichen Manko zu begegnen, geschieht die Zeitreihenuntersuchung der mittleren Abflüsse in vorliegender Untersuchung unter verschiedenen inhaltlich-methodischen Ansätzen (zu verfahrenstechnischen Einzelheiten vgl. Kap. 4.3).

Die grundsätzlichen Entwicklungen wurden über Trend- und Sprungstatistiken analysiert. Grob zusammengefasst unter Verweis auf Abbildung 10.1 manifestieren sich für die mittleren Abflüsse über das gesamte 20. Jahrhundert (d.h. in den langen Reihen / „LR“) Steigerungen in den Jahresreihen (MQ_J), die sich allerdings nur bedingt als Trend absichern lassen. Wenn dabei eine solche Absicherung gelingt, dann nur im nördlichen Rheingebiet.

Eine Differenzierung der Betrachtung nach Winter- und Sommerhalbjahresmitteln (MQ_W: November-April / MQ_S: Mai-Oktober) zeigt dagegen auch im südlichen Rheingebiet häufig gut gesicherte Anstiegstrends bei den MQ_W, die sich ihrerseits stromabwärts leicht abschwächen. In der Sommersaison weisen die MQ_S über die Zeit in der Regel stagnierende oder leicht sinkende Werte auf, die im südlichen Rheingebiet häufig auch als signifikante Trends zu bestätigen sind.

Bei Reduzierung des Betrachtungszeitraums auf die Jahre 1951-2000 (Kurze Reihe bzw. Standardreihe / „KR“) zeigt sich allenthalben eine verminderte Signifikanz der für die LR getroffenen Aussagen. In den MQ_J finden sich keinerlei Trendentwicklungen im Rhein selbst. Teilweise allerdings bestehen Anstiegstrends in den Nebenflüssen Neckar, Main und Mosel. Die Unterteilung der Analyse in Winter- und Sommerhalbjahr weist häufig MQ_W-Zunahmen im Ober-, Hoch- und Alpenrheingebiet aus, deren Signifikanz in der Regel zu den Oberläufen hin zunimmt.

Die in den Piktogrammen dargestellten Ergebnisse der Sprunganalyse der Abflusskenngrößen offenbaren in der Untersuchungsperiode 1901-2000 für die MQ_J nur wenige signifikante Sprünge in den Zeitreihen. Bei Betrachtung der Wintersaison ändert sich dies: Es sind häufige Bruchpunkte vor allem in der Hochrheinregion (einschließlich Aaregebiet) zu konstatieren; trotz einer gewissen Streuung bildet die Mitte der 70er Jahre den zeitlichen Auftretensschwerpunkt. Stets verläuft das Abflussmittel der auf einen identifizierten Sprung folgenden Teilzeitreihe auf einem höheren Niveau als es vor dem Bruchpunkt gegeben war. In der Sommersaison gibt es weniger Sprünge; diese liegen ausschließlich in Pegelreihen des Ober- und Hochrheingebietes. Ein eindeutiges Häufigkeitsmaximum stellt sich dabei um das Jahr 1940 ein, ausnahmslos folgen auf einen Bruchpunkt Teilzeitreihen mit niedrigeren Abflußmitteln.

In der Standard-Untersuchungsperiode der zweiten Jahrhunderthälfte offenbart die Sprunganalyse im Vergleich zu den LR eine größere Anzahl an Inhomogenitäten, die zeitlich eine weite zeitliche Streuungsbandbreite aufweisen. Dennoch lassen sich gewisse Schwerpunkte erkennen: Die Sprünge in den MQ_J-Reihen sind nicht sehr zahlreich, konzentrieren sich auf die Nebenflüsse des Oberrheins sowie die Mosel und liegen zumeist in der Mitte der 70er Jahre. Bei den MQ_W der kalten Jahreszeit gibt es Bruchpunkte fast nur im Hoch- und Alpenrheingebiet, ein schwaches Häufigkeitsmaximum besteht ebenfalls in der Mitte der 70er Jahre. Stets haben die Teilzeitreihen nach dem Sprung Anstiegstendenzen. In den Sommerhalbjahren treten Sprünge in den MQ_S überwiegend im Ober- und Mittelrheingebiet auf. Das

Häufigkeitsmaximum liegt wiederum in der Mitte der 70er Jahre. Es bestehen Nebenmaxima Mitte der 60er und in der zweiten Hälfte der 80er Jahre. Die Entwicklungsrichtung der Teilzeitreihen nach dem Sprung ist insgesamt recht uneinheitlich; es überwiegt aber fallende Tendenz.

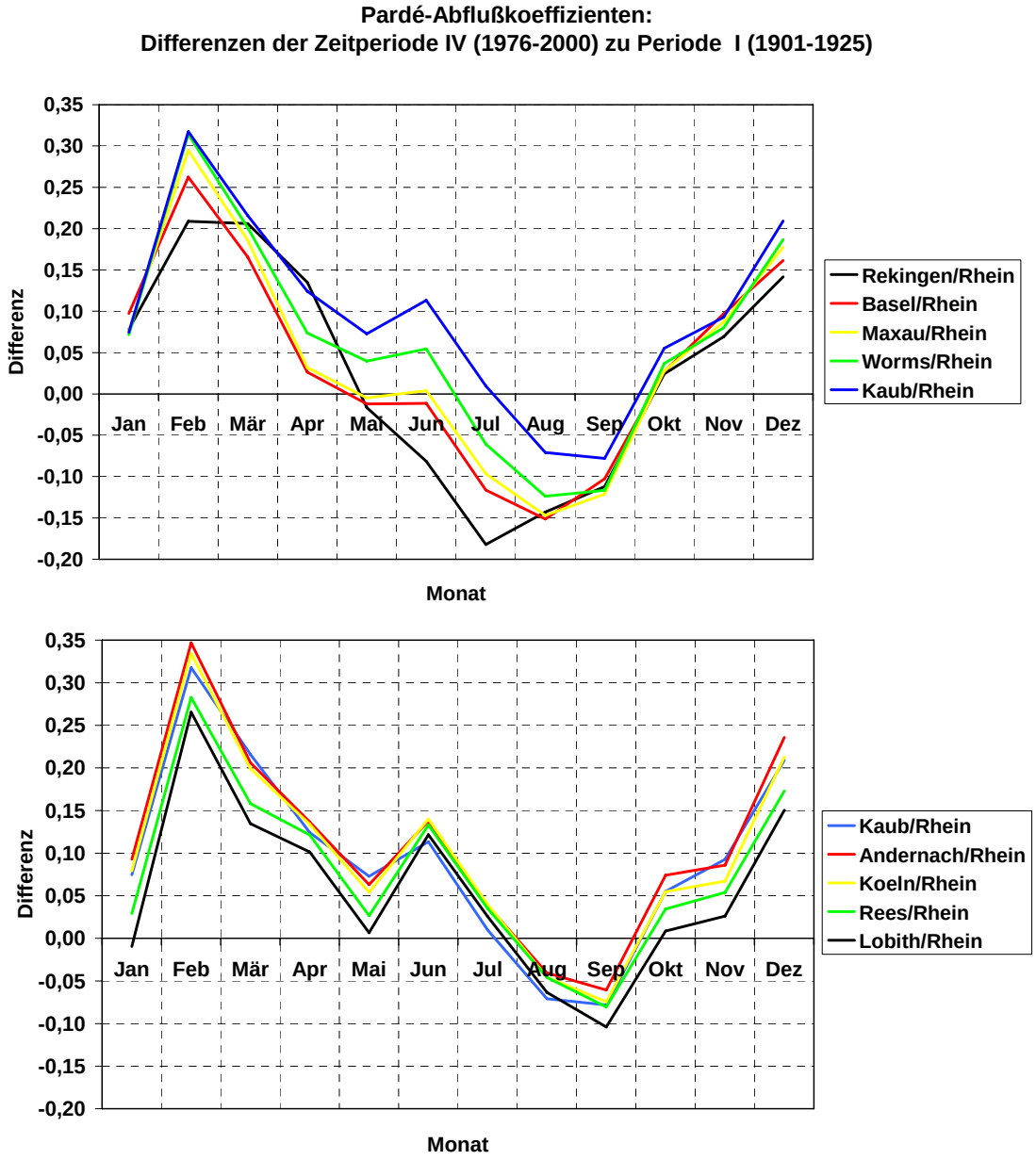


Abb. 10.2a und b: Veränderungen des Abflussregimes an Pegeln entlang des Rheins: Differenzen der monatlichen Pardé-Koeffizienten des Zeitraums 1976-2000 zu denjenigen der Periode 1901-1925 (Ausnahme: Rekingen 1905-1925)

Bei der Prüfung auf Veränderungen im Abflussverhalten ist über die generalisierende Trendanalyse hinaus eine Regimebetrachtung sinnvoll: Die differenziertere Untersuchung der Abflussentwicklung der mittleren Monatsabflüsse (mMQ) in Anlehnung an PARDÉ[VII] ergibt zu-

[VII] Hierbei handelt es sich um den Vergleich zwischen den Koeffizienten der einzelnen Vierteljahrhundertsmonate, die aber jeweils auf den gesamten 100-Jahreszeitraum normiert sind, um die Entwicklungsdynamik im Gesamtzeitraum deutlich herauszustellen.

sätzlichen Aufschluss über die innerjährliche Dynamik der Entwicklungen. Die Kurve für den Pegel Kaub ist dabei zu Vergleichszwecken in beiden Diagrammen eingetragen.

Die den Ergebnissen in Abbildungen 10.2a und 10.2b zugrunde liegenden Regimeuntersuchungen geschahen in Unterteilung des Gesamtzeitraums 1901-2000 in vier Vierteljahrhundertblöcke. Diese Einteilung wurde gewählt,

- weil mit diesen jeweils 25 Jahren ausreichend lange Zeitscheiben für gesicherte Mittelungsaussagen entstehen,
- weil zur Identifizierung einer Veränderung innerhalb des Jahrhunderts diese Einteilung in vier Schritten zur Charakterisierung einer Entwicklung noch fein genug ist,
- weil auf diese Weise der durch sehr zahlreiche Speicher- und Flussbaumaßnahmen gekennzeichnete Zeitraum zwischen 1950 und 1975 separat gefasst wird und
- weil der in den Sprunganalysen als Häufigkeitsmaximum für Bruchpunkte identifizierte Termin um 1975 dergestalt als Trennlinie zwischen zwei Untersuchungsblöcken fungiert.

In den Diagrammen dargestellt sind die Differenzen der monatlichen Abflusskoeffizienten nach Pardé zwischen dem letzten und dem ersten Vierteljahrhundertblock des Gesamtzeitraums. Daraus zu ermessen ist das gegenwartsbezogene Ausmaß der Veränderungen des Abflussregimes des Rheins im Laufe des 20. Jahrhunderts. Ausgewählt wurden dazu ausschließlich Hauptpegel des Rheinstroms ohne Nebenflüsse, ausnahmsweise ergänzt um den Pegel Rekingen mit 95jähriger Beobachtungsdauer. Die sechs großen Abschnitte des Rheins sind somit mit Ausnahme des Alpenrheins (nicht berücksichtigt, weil hier die verfügbaren Pegeldaten nicht weit genug zurückreichen) und des in einzelne Arme zergliederten Deltarheins weitgehend repräsentiert.

Die differenzierende Regimeanalyse erlaubt bezüglich der Veränderungen der mittleren Abflüsse der Pegel am Rhein von Rekingen bis Lobith folgende Aussagen:

- Die Änderungen im Abflussregime des Rheins folgen zwei verschiedenen Grundmustern. Räumliche Trennlinie dabei ist in etwa die Main-Einmündung. Gegliedert nach Flussabschnitten verhalten sich demnach die nival beeinflussten Regimes an Ober- und Hochrhein auf der einen sowie auf der anderen Seite die sehr einheitlich reagierenden Pluvialregimes an Mittel- und Niederrhein jeweils ähnlich.

- Die größten Veränderungen ergeben sich allenthalben in den Wintermonaten.

- Alle winterlichen mMQ zeigen dabei ausschließlich Abflusserhöhungen, am stärksten ausgeprägt im Februar sowie im März und im Dezember. Spitzenwerte werden dabei durchweg im Februar ausgewiesen, dies betrifft zuvorderst den Mittelrhein und südlichen Niederrhein (Pegel Kaub, Andernach und Köln); die geringsten Steigerungen verzeichnen sowohl Hochrhein als auch unterer Niederrhein.

- Im Sommerhalbjahr gibt es nördlich der Mainmündung lediglich in den Monaten August und September Verringerungen in den mMQ. Diese gleichen die Zugewinne in den übrigen sommerlichen mMQ nicht ganz aus, so dass sich in der Summe im Sommerhalbjahr im Mittel leichte Zugewinne einstellen.

- Im Bereich der südlich gelegenen Teilstrecke des Rheins weiten sich stromaufwärts die Verminderungen bei den Sommer-mMQ aus. Das geschieht im Hinblick sowohl auf die zunehmende Anzahl defizitärer Monate als auch auf die Höhe der Verluste.

Am Pegel Rekingen bedeutet dies letztlich, dass die mMQ von Mai bis September abflussschwächer ausfallen als noch zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Die stärkste Abflussreduzierung wird dabei im Juli registriert.

- Insgesamt bedeuten die Änderungen im südlichen Rheingebiet Vergleichmäßigung des mittleren Abflussverhaltens, weil die Monatsmittel der abflussarmen und der abflussreichen Monate sich annähern. Es stellt sich dabei de facto eine Abfluss-Umverteilung von den Sommer- in die Wintermonate bei gleichzeitig nicht oder nur wenig veränderten Jahres-MQ ein.

- Im nördlichen Teil ist das Gegenteil der Fall: Mit zunehmender Annäherung an die Strommündung wird das Abflussregime des Rheins im Jahrhundertverlauf unausgeglichener. Dieses geht weniger auf eine Verminderung bei den hoch- bzw. spätsommerlichen Niedrigwasserperioden zurück, als vielmehr auf eine stetige und markante Steigerung der ohnehin abflussstarken mMQ schwerpunktmäßig von Dezember bis März.

Dabei ist stets zu beachten, dass die obigen Ergebnisse aus der Untersuchung von mittleren Monatsabflüssen resultieren. Veränderungen bei extremen Abflusssituationen müssen damit nicht im Einklang stehen (vgl. hierzu Kap. 10.2 und 10.3).

Bereits zu Beginn des Kapitels 5 sowie unter 9 war die wichtige Stellung des Niederschlags bei der Abflussbildung herausgestellt, gleichzeitig aber auch auf die Rolle anderweitiger Einflussgrößen hingewiesen worden. Die Frage, in welchem Umfang der Abfluss an einem der pro Teileinzugsgebiet definierten Pegel tatsächlich durch den im Gebiet gefallenen Niederschlag bestimmt wird, lässt sich durch Anwendung des auch als Bestimmtheitsmaß (R^2) bekannten einfachen Regressionsmodells näherungsweise beantworten. Bestimmende Variable ist dabei die jährliche Gebietsniederschlagssumme SumhN, abhängige Variable der mittlere Jahresabfluss MQ. Tabelle 10.1 zeigt die Berechnungsresultate. Dabei gilt grundsätzlich, dass der unmittelbare Niederschlagseinfluss bei der Abflussbildung umso stärker ist, je höher R^2 ausgewiesen wird.

Die überwiegend zwischen 0,6 und 0,8 liegenden und damit befriedigenden bis guten R^2-Werte bei Auswertung nach Bestimmtheitsmaß belegen die bekannt-dominierende Rolle des Niederschlags für den gebietsbezogenen Abfluss. Die dabei zu beobachtende Abschwächung der Werte vom Bergland ins Tiefland, im Groben damit von Süd nach Nord, ist bedingt durch ein regional unterschiedliches Abflussvermögen. Das Abflussvermögen verringert sich, wenn im Einzugsgebiet Elemente im Wasserkreislauf bzw. bei der Abflussbildung vorkommen, die ein längeres Gedächtnis aufweisen als der Oberflächenabfluss des Niederschlags, wie etwa Seen, speicherbereite tiefgründige Böden bzw. Grundwasserleiter oder anthropogene Maßnahmen (z.B. Stauwehre). Je größer ein Einzugsgebiet, desto reichhaltiger ist in Mitteleuropa in der Regel nicht nur die Vielfalt derartiger Systemelemente; die Reaktionsstrecke bis zum Pegel bei lokal oder regional begrenzten Niederschlagsereignissen ist dort sehr viel länger und daher träger bzw. verzögerter als in kleinen Einzugsgebieten. Grob vereinfacht ausgedrückt: Je höher der Abflussbeiwert, desto besser ist R^2.

Tab. 10.1: Bestimmtheitsmaße (R^2) für die Abhängigkeit des mittleren Jahresabflusses (MQ) von der jeweiligen Gebietsniederschlagssumme (SumhN) und ihre Veränderung im 20. Jahrhundert in den 38 Teileinzugsgebieten

Pegel	Jahresreihe	R^2 (Jahr)	Veränderung Reihe 1951-2000 gegenüber Referenzreihe [%]	Referenzreihe
Ilanz	1951-2000	0,59	9,05	1911-2000
Gisingen	1951-2000	0,74	entf.	keine
Diepoldsau	1951-2000	0,73	-8,03	1920-2000
Kennelbach	1951-2000	0,81	entf.	keine
Andelfingen	1951-2000	0,80	-5,22	1905-2000
Rekingen	1951-2000	0,73	-9,07	1905-2000
Andermatt	1951-2000	0,27	96,19	1911-2000
Seedorf	1951-2000	0,76	8,60	1905-2000
Mellingen	1951-2000	0,80	-1,32	1910-2000
Oberwil	1951-2000	0,67	-9,89	1922-2000
Brugg	1951-2000	0,80	-1,98	1917-2000
Untersiggenthal	1951-2000	0,82	-5,87	1905-2000
Basel	1951-2000	0,79	-2,95	1902-2000
Schenkenzell	1951-2000	0,61	-16,34	1910-2000
Schwaibach	1951-2000	0,84	-5,34	1915-2000
Rotenfels	1951-2000	0,84	entf.	keine
Maxau	1951-2000	0,79	-2,42	1902-2000
Plochingen	1951-2000	0,74	-1,36	1919-2000
Lauffen	1951-2000	0,68	entf.	keine
Rockenau	1951-2000	0,65	entf.	keine
Worms	1951-2000	0,77	-2,29	1902-2000
Pettstadt	1951-2000	0,48	entf.	keine
Würzburg	1951-2000	0,53	1,88	1902-2000
Grolsheim	1951-2000	0,66	8,81	1936-2000
Kaub	1951-2000	0,72	-3,22	1902-2000
Biedenkopf	1951-2000	0,82	entf.	keine
Leun	1951-2000	0,67	3,44	1936-2000
Kalkofen	1951-2000	0,65	6,30	1936-2000
Mettlach	1951-2000	0,58	entf.	keine
Trier	1951-2000	0,66	1,63	1902-2000
Cochem	1951-2000	0,69	3,21	1902-2000
Andernach	1951-2000	0,71	-2,04	1902-2000
Siegburg	1951-2000	0,80	entf.	keine
Köln	1951-2000	0,70	-2,34	1902-2000
Haltern	1951-2000	0,56	entf.	keine
Rees	1951-2000	0,68	-3,04	1902-2000
Lobith	1951-2000	0,67	-2,52	1902-2000

Ausnahmen zeigen sich dort, wo anderweitige, vor allem anthropogene Einwirkungen dieses Muster stören, z.B. im Falle des Teileinzugsgebietes Andermatt (Reuss): Hier sollten Höhe und zeitliches Verhalten des MQ angesichts des alpinen Einzugsgebietes mit seinem großen Abflussbeiwert eigentlich in erheblichem Umfang durch SumhN erklärt werden. De facto verweist der niedrige R^2-Wert auf einen nur mäßigen bis geringen Zusammenhang zwischen beiden Größen. Verantwortlich für dieses Ergebnis sind Wasserableitungen aus der Reuss, die

in drei Maßnahmen zwischen 1920 und 1960 realisiert wurden und eine erhebliche Verringerung der MQ bewirkten.
Im folgenden wird über diese generellen Aussagen zu Veränderungen der MQ hinaus das Prozessgefüge in den Teilregionen näher beleuchtet.

10.1.1 Veränderungen der mittleren Abflüsse und Gebietsniederschlagssummen im Alpen-, Hoch- und Oberrheingebiet

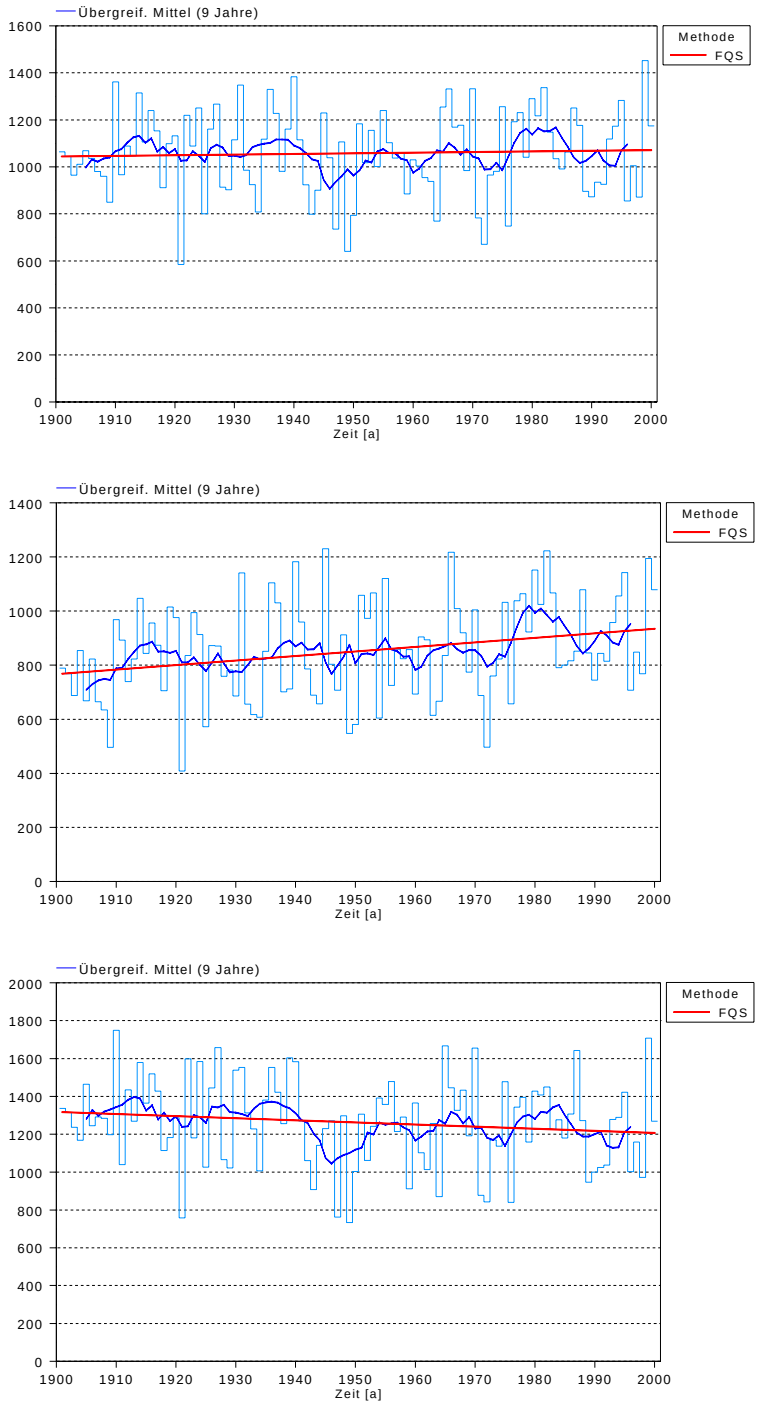


Abb. 10.3: Pegel Basel/Rhein: Mittlere Abflüsse unter Bezug auf Gesamtjahr (oben), (Mitte) Winter- und (unten) Sommerhalbjahr, Periode 1901-2000
Jahres- bzw. Halbjahresreihe — 9jähriges übergreifendes Mittel — Trend

In den 14 Teileinzugsgebieten zwischen den alpinen Quellregionen und Basel (Alpen- und Hochrhein) zeigen die Jahreswerte der mittleren Abflüsse (MQ_J) nur in wenigen Fällen eine gerichtete Entwicklung, die als Trend abgesichert ist (Abb. 10.1a und 10.1b).

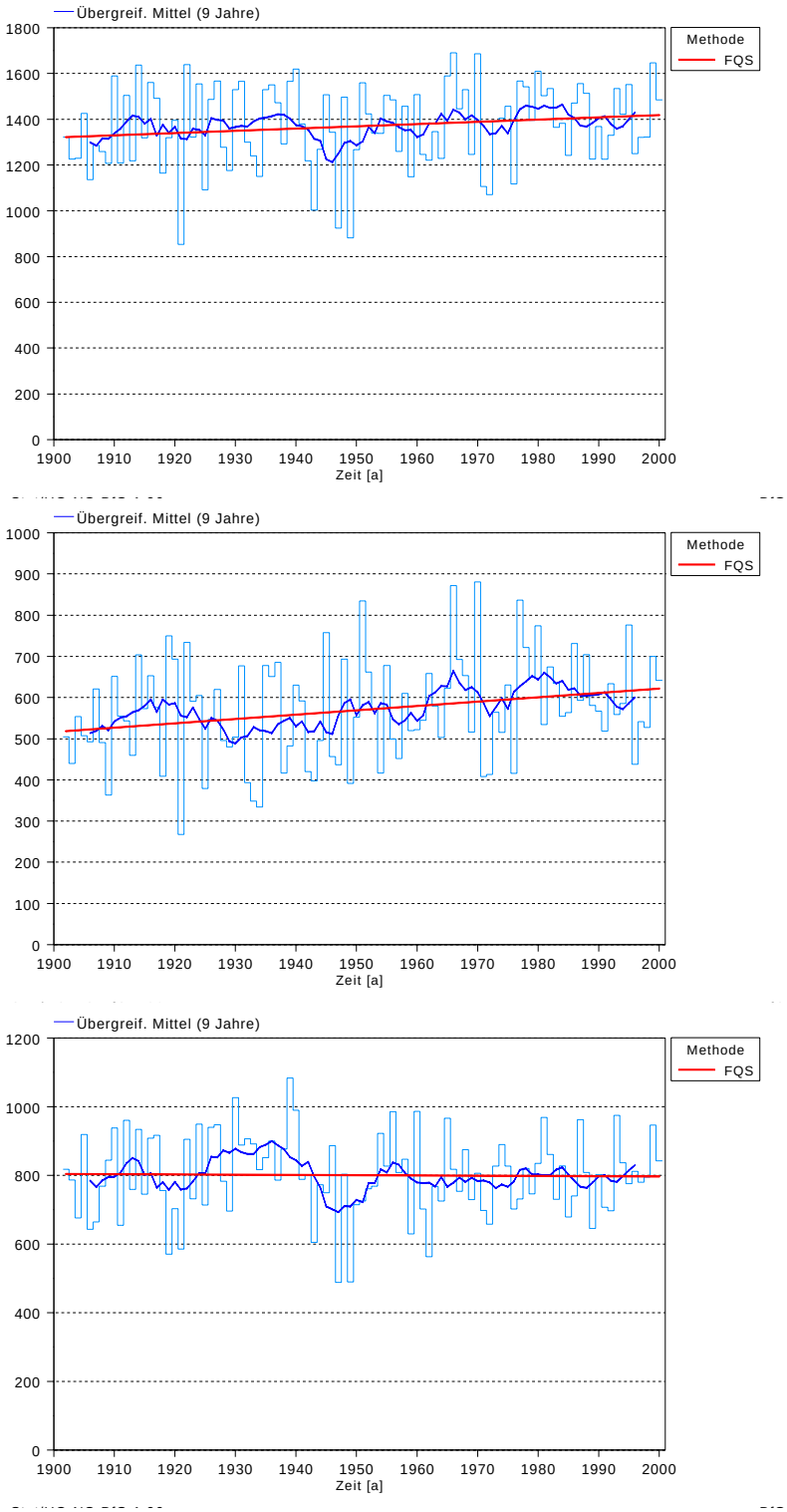


Abb. 10.4: Rheingebiet bis Basel: Entwicklung der Gebietsniederschlagssummen mit Bezug auf Gesamtjahr (oben), (Mitte) Winter- und (unten) Sommerhalbjahr, Periode 1901-2000

Jahres- bzw. Halbjahresreihe — 9jähriges übergreifendes Mittel — Trend

Erst eine nach Sommer- und Winterhalbjahr differenzierte Betrachtung offenbart, zumal bei Zugrundelegung der LR, die vorhandene Veränderungsdynamik mit Umverteilungscharakter:

Verbreitet besteht im gesamten südlichen Rheingebiet eine jahreszeitlich gegenläufige Entwicklung mit gut abgesicherten ansteigenden Trends der winterlichen Abflussmittel (MQ_W) und gleichzeitig fallenden Trends oder zumindest Tendenzen des mittleren Abflusses der Sommersaison (MQ_S). Da sich diese Modifikation über das Gesamtjahr größtenteils ausgleicht, sind dann in den MQ_J nur selten signifikante Veränderung auszumachen.

Dabei übertreffen immerhin die winterlichen Zu- die sommerlichen Abnahmen insoweit, als dass in den Gesamtjahresreihen zumindest leichte Steigerungen bei MQ_J zu konstatieren sind. Diese betragen beispielsweise für den Rhein am Pegel Basel nur durchschnittlich 0,03% p.a. im Zeitraum 1901-2000 (d.h. rd. 27 m³/s in 100 Jahren) und haben in dieser Größenordnung statistisch lediglich den Status nicht eindeutig abzusichernder Tendenzen. Die auf diese Station bezogene Abb. 10.3 verdeutlicht die Zusammenhänge.

Gemäß Tabelle 10.1 wird der MQ_J am Pegel Basel mit R^2=0,80 in hohem Maße von der Niederschlags-Charakteristik im Einzugsgebiet geprägt. Werden also über das 20. Jahrhundert hinweg Veränderungen im Abflussverhalten festgestellt, müssen dabei Änderungen der Niederschlagsverhältnisse eine wichtige Rolle spielen. Verfolgt wird dieser Ansatz durch die Gegenüberstellung von Abfluss und Niederschlag; Abb. 10.4 zeigt die Niederschlagsentwicklung für das Rheingebiet bis Basel: Demnach sind bei Jahres- und Winterhalbjahresbezug jeweils gleichgerichte Entwicklungen bei Niederschlag und Abfluss zu konstatieren: Erhöhung, stärker im Winter, abgeschwächt übers Jahr gesehen. In der warmen Jahreszeit dagegen verlaufen der auf einem Niveau von rd. 800 mm stagnierende Gebietsniederschlag und der fallender saisonaler Abfluss uneinheitlich.

Zur Erklärung der Tatbestände bei der Abflussentwicklung ist also offensichtlich allein die Berücksichtigung der Einflussgröße „Niederschlag“ nicht ausreichend. Vielmehr müssen hier im Detail weitere abflussrelevante Wirkprozesse mit berücksichtigt werden, welche im Verlauf des 20. Jahrhunderts Veränderungen unterworfen waren.

Die Regimebetrachtung nach Pardé beleuchtet hierzu die Entwicklung der innerjährlichen Abflussdynamik. Das Abflussregime des Rheins am Pegel Basel ist in Abbildung 10.5 dargestellt. Dazu wurde zur Verdeutlichung der zeitlichen Prozesscharakteristik die einhundertjährige Gesamtuntersuchungsperiode (die auch der Bezugszeitraum zur Standardisierungsrechnung ist) unterteilt in vier jeweils 25 Jahre umfassende Teilzeiträume.

Festzustellen ist eine Vergleichmäßigung des innerjährlichen Abflussgangs, welche belegt wird durch die Verringerung der Amplitude der monatlichen Abflusskoeffizienten. Diese Amplitudenverringerung ist zuallererst eine Folge höheren Winterabflusses (insbesondere in den Monaten Dezember bis März) und der damit einhergehenden Anhebung der jährlichen Abflussminima. Die Veränderungen beim sommerlichen Abfluss drücken sich insbesondere in geringeren Monats-MQ (mMQ) von Juli bis September aus. Zumindest im Vergleich des ersten mit dem letzten Viertel des 20. Jahrhunderts bleibt das Abflussmaximum im Juni terminlich nahezu unverändert.

Demgegenüber veranschaulicht Abbildung 10.6 die in ähnlicher Weise (auch unter Anlehnung an die standardisierende Methodik Pardés) analysierte innerjährliche Niederschlagsdynamik in 25-Jahres-Folgen über das 20. Jahrhundert hinweg. Die Gegenüberstellung zu Abbildung 10.5 ergibt zunächst Übereinstimmung im Hinblick auf die Vergleichmäßigungstendenz über den Gesamtzeitraum 1901-2000. Zusammenpassend ist weiterhin der Einklang gestiegener mMQ in den Monaten Januar bis März mit in etwa zeitgleichen Erhöhungen bei den monatlichen Niederschlägen. Auch die rückgängigen mMQ in den Monaten Juli und

August können mit korrespondierenden Ergebnissen bei den Monatsniederschlägen überein gebracht werden.

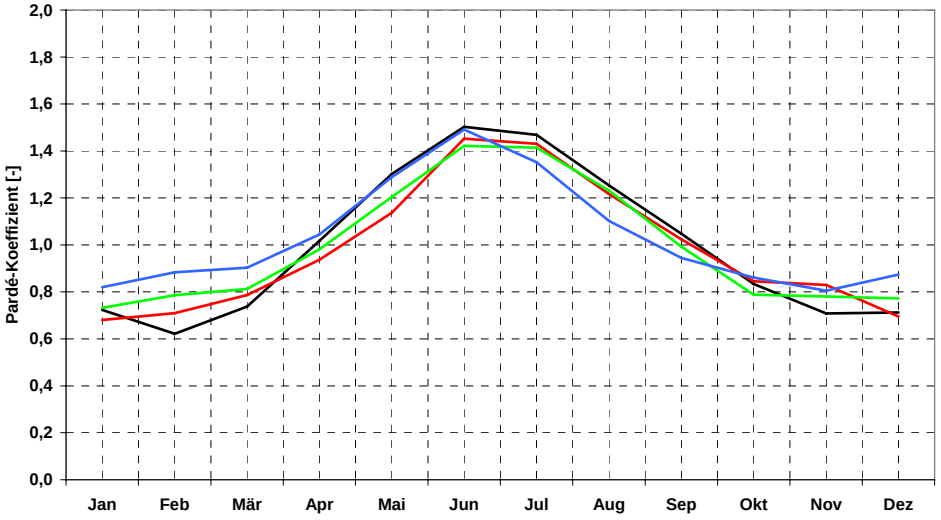


Abb. 10.5: Pegel Basel/Rhein: Entwicklung des Abflussregimes (PARDÉ) im 20. Jahrhundert anhand des Jahresgangs der mMQ
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1901-2000)

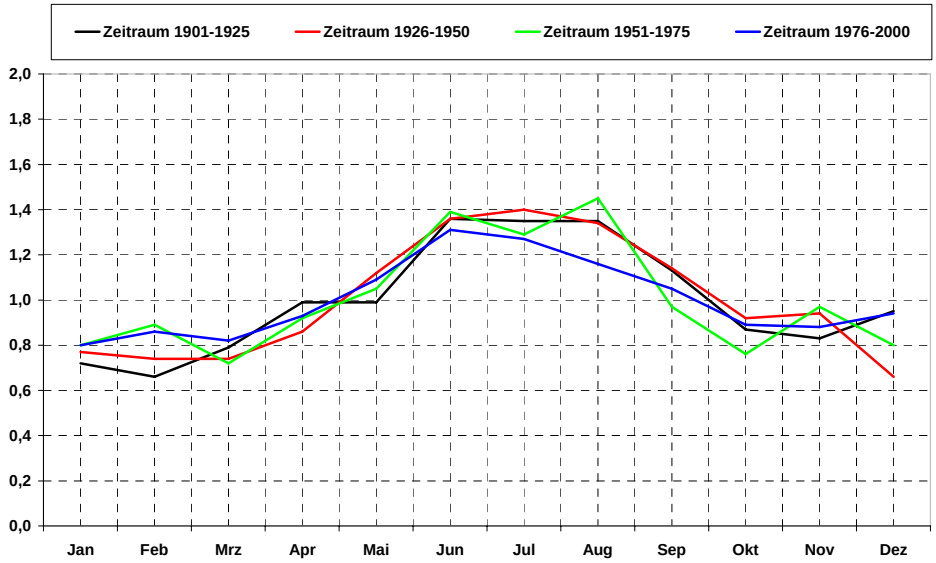


Abb. 10.6: Teileinzugsgebiet Basel/Rhein: Entwicklung des Jahresgangs der Gebietsniederschlags-Monatssummen (standardisiert nach PARDÉ) im 20. Jahrhundert
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1901-2000)

Weniger gut passen allerdings die Ergebnisse insbesondere in den Übergangsjahreszeiten, konkret für die Monate April bis Juni und September bis Dezember, zueinander. Dabei stiegen in der Regel die Abflüsse im Zeitverlauf an; eine entsprechende eindeutige Entwicklungstendenz prägte sich aber bei den Monatsniederschlägen nicht aus.

Auch bei der Untersuchung der Variabilität der mMQ im Hinblick auf ihre Streuung um den vieljährigen Mittelwert (durchschnittliche Abweichung *d*) als auch spannweitenorientiert (robuster Variationskoeffizient *v*) zeigt sich, dass allein eine kausale Verknüpfung zum Niederschlagsgeschehen die säkulare Entwicklung nicht erschöpfend erklärt. Die Gegenüberstellung der Ergebnisse der Trenduntersuchung der beiden Variabilitätskenngrößen für mMQ und Monatssummen des Niederschlags in Abbildung 10.7 offenbart sogar, dass hierbei im Alpen- und

Hochrheingebiet großräumig eine gegensätzliche Dynamik besteht: Während sich die Niederschlagsvariabilität mehrheitlich trendgesichert verstärkt, schwächt sich diese bei den Abflüssen deutlich ab. Die zugehörigen Trendsignifikanzen sind dabei jeweils bei den LR höher als bei Verkürzung auf die Standard-Untersuchungsperiode.

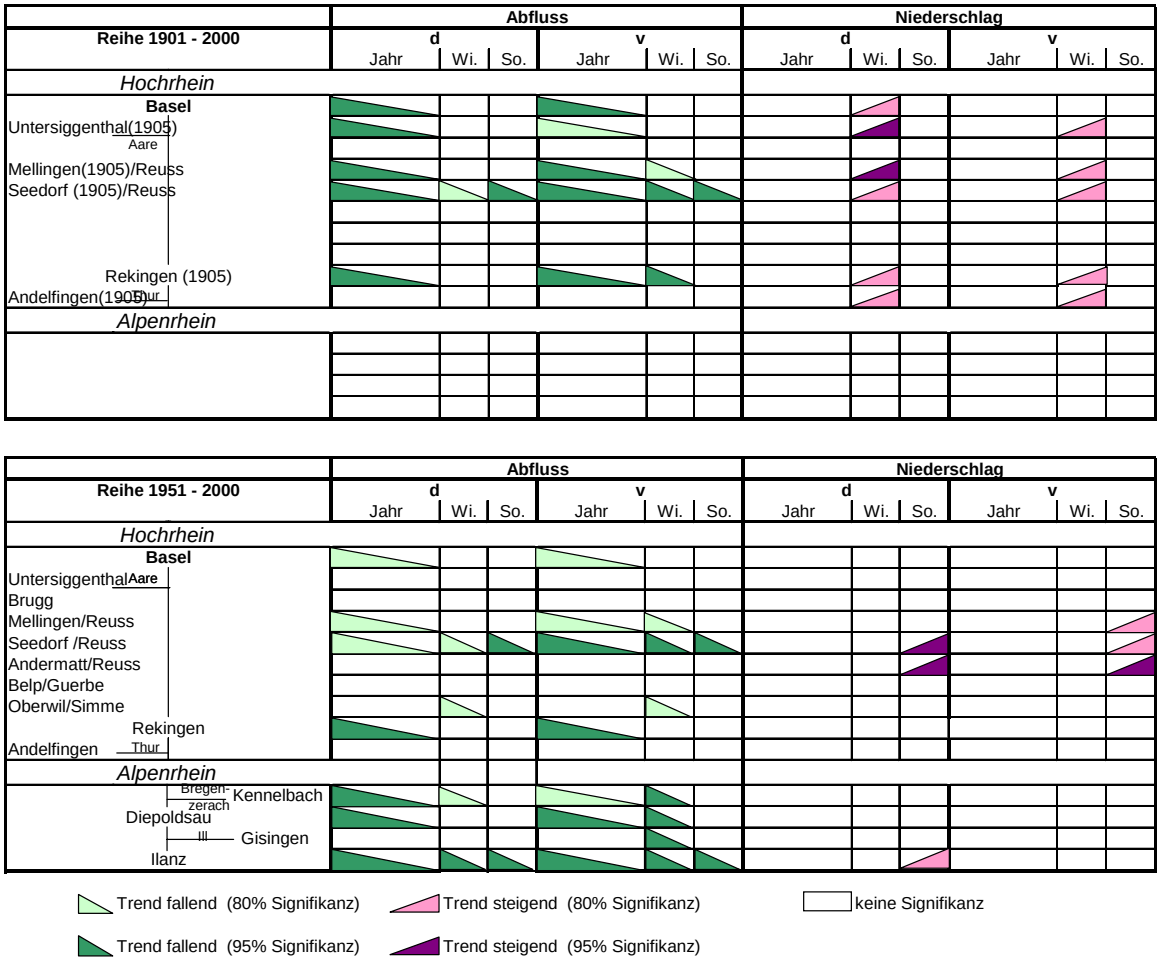


Abb. 10.7: Hoch- und Alpenrheingebiet: Trendentwicklung der Variabilität von Niederschlag und Abfluss unterschiedlicher Untersuchungsperioden im 20. Jahrhundert

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass bei der hier vorgenommenen Variabilitätsanalyse jeweils mit der Verwendung von Monatswerten bereits Glättungseffekte im Vergleich zu extremer reagierenden kurzfristigeren Abfluss- bzw. Niederschlagswerten verbunden sind.

10.1.1.1 Wirkprozesse im Zusammenhang mit Abflussregimeänderungen im südlichen Rheingebiet

Im südlichen Rheingebiet nimmt das Niederschlagsdargebot über das 20. Jahrhundert hinweg zu, gleichzeitig steigen die Durchschnittstemperaturen. Vor dem Hintergrund dieser Rahmenbedingungen sind verschiedene Wirkprozesse für die Änderung der hiesigen, überwiegend nival geprägten Abflussregimes verantwortlich. Konkret betrifft dies die Änderungsvorgänge um die saisonale Umverteilungsdynamik der MQ sowie ihre abnehmende Variabilität:

- **Wirkprozess „Veränderung der Niederschlags-Aggregatzustände“:**
  Bedingt durch Temperaturanstieg fielen im Verlauf des 20. Jahrhunderts im Winter bis in höhere Lagen zwar unverändert große, wenngleich fortschreitend geringere Anteile des Niederschlags in fester Form, d.h. als Schnee und Graupel. Proportional erhöhte sich der Anteil flüssigen Niederschlags, also an Regen. Einher ging dies mit einer Entwicklung hin zu „kernlosen Wintern“, also eines häufigeren Wechsels zwischen Frost- und Tauwetterlagen (GÜNTHER 2004).

  Flüssiger Niederschlag ist im Gegensatz zu Eis und Schnee unmittelbar abflusswirksam, setzt also im Vergleich sehr viel kurzfristiger die Wasserführung der Oberflächengewässer herauf. Ein Teil der verbreitet festgestellten Abflusssteigerung in den Winterhalbjahren ist demnach so erklärbar[VIII]. In der Sommersaison sind diejenigen Monate betroffen, die vor dem Juni-Schwerpunkt der umfassenden Schneeschmelze in den Höhenregionen der Alpen liegen (also April und Mai) und im Übergang zur großflächig einsetzenden Schneefallsaison eben dort (Oktober). Passend dazu belegen auch andere Untersuchungen, z.B. KUHN & BATLOGG (1999), dass es in unvergletscherten Gebieten in der Alpenregion zu Abflusserhöhungen im Herbst, in geringerem Maße aber auch im Frühjahr kommt, da der wachsende Regenanteil ungespeichert abfließen kann.

  Für die Abflussbildung folgt daraus nicht nur, dass in der kalten Jahreszeit den Seen und Flüssen mehr Wasser zur Verfügung steht als ehedem. Diese Entwicklung lässt auch darauf schließen, dass sich zumindest in den Wintermonaten im Laufe des 20. Jahrhundert eine Vergleichmäßigung zwar nicht der Tagesabflüsse, wohl aber der mMQ einstellen konnte: Vermehrte Regenfälle und häufigerer Wechsel zwischen Frost- und Tauwetterlagen bedeuten regelmäßigere stützende Beiträge zum Oberflächenabfluss. Damit verringerte sich im Jahrhundertverlauf die monatliche Abflussvariabilität, denn in früheren Jahrzehnten mit klassischer frostdominierter Winterwitterung sanken die Abflüsse insbesondere im Alpengebiet in der Regel auf extreme tiefe Niveaus. Die allerdings auch in früheren Jahrzehnten auftretenden Tauwetter-Intermezzi bewirkten kurzfristiges Anschwellen, danach aber stellte sich normalerweise wieder längerfristige Gefrornis mit entsprechender Minderung der Wasserführung ein. Zudem konnte sich bei längerfristiger nachhaltiger Frostwitterung eine höhere Schneedecke akkumulieren, die im Falle nachhaltigen Tauwetters höhere Abflussspitzen induzierte. Die Schwankungsbreite der Abflüsse war damit höher, die monatliche Variabilität ebenso. Diese Teilhypothese wird grundsätzlich von den Ergebnissen der Variabilitätsanalyse (Abb. 10.7) gestützt, dennoch wäre eine grundlegendere Untersuchung dieses Aspektes angezeigt.

  Als eine weitere mögliche Folge aus diesem Wirkprozess heraus nennt GÜNTHER (2004) zumindest in tieferen und mittleren Lagen Veränderungen in der Schneebedeckung: Angesichts häufigerer Auftauperioden bzw. aufgrund von zugunsten von Regenfällen verringerter Schneeakkumulation werden geringere Wasseräquivalente im Winter zwischengespeichert, die im Vergleich zu früheren Jahren geringere Schmelzwasservolumina im Frühjahr und Sommer bedingen. Dieser Prozess ist allerdings mit den z.Zt. vorliegenden Materialien nur schwer quantifizierbar und wird durch nahezu ubiquitär anwachsende winterliche Niederschlagssummen (vgl. Abb. 10.1a und b) zumindest teilweise konterkariert.

[VIII] Dies betrifft insbesondere auch den Monat Februar: Offensichtlich kommen substanzielle Anteile der starken Niederschlagszunahmen gerade in diesem Monat (vgl. Abb. 5.5.4) auch den Oberflächengewässern zugute und werden nicht als Schnee zwischengespeichert, denn im Februar manifestieren sich gleichermaßen beim Abfluss wie beim Niederschlag die stärksten Zunahmen aller Einzelmonate im Vergleich des Beginns zum Ende des 20. Jahrhunderts.

- **Wirkprozess „Speicherbewirtschaftung“:**
  Große Bedeutung für den Wasserhaushalt insbesondere im südlichen Rheingebiet hat der dort betriebene intensive Speicherbau und –betrieb. Bereits ohne die Berücksichtigung der natürlichen Seen, welche ihrerseits aus verschiedenen wasserwirtschaftlichen Gründen im Schweizer Rheineinzugsgebiet überwiegend regulierbar sind, besteht oberhalb von Basel mittlerweile rund 1,9 Mrd. m³ bewirtschafteter Talsperren-Speicherraum (WILDENHAHN & KLAHOLZ, 1996). Die in diesem Kontext relevanten großen Speicherbauwerke wurden im Verlauf des 20. Jahrhunderts vorwiegend zu Zwecken der Energiegewinnung errichtet. Ihr Einfluss auf die oberirdischen Fließgewässer im Sinne einer jahreszeitlichen Abfluss-Umverteilung wurde bereits in Kap. 9 geschildert: Während in der für die Region typischen Hochwasserzeit im Sommer Abflussanteile aus den Flüssen abgezweigt werden, mahlen die Stromerzeuger diese gespeicherten Wasservorräte im Winter durch die Turbinen ab und erhöhen so die in der kalten Saison natürlicherweise allgemein niedrigen Abflüsse in den Vorflutern mit dem Resultat einer Niedrigwasseraufhöhung.

  Eine Quantifizierung des Einwirkungsumfangs aus der Speicherbewirtschaftung war im Rahmen der dieser Studie zur Verfügung stehenden Daten und Kapazitäten nicht möglich. Anderweitige, ältere Untersuchungen kommen zu nicht immer ganz übereinstimmenden Ergebnissen (z.B. EIDGENÖSS. AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, 1968 oder MARGOT et al., 1992). Für den Rhein am Pegel Basel wird allerdings in der Regel konstatiert, dass die Mittelwasserverhältnisse anthropogen durch Speicher- und Flussbaumaßnahmen kaum beeinflusst sind; MARGOT et al. (1992) geben z.B. an, dass hier trotz der Eingriffe immer noch 80 bis 100 % des mittleren natürlichen Jahresabflusses registriert werden. Abgesehen von der Unschärfe des verwendeten weiten Intervalls („80-100%“) beziehen sich diese Angaben allerdings nur auf jahresbezogene Mittelabflüsse und greifen daher für Fragestellungen nach monatlichen oder zumindest halbjährlich differenzierten Entwicklungen zu kurz.

  Eine grobe Abschätzung ohne Kenntnis der jeweiligen Bewirtschaftungspläne ergibt bei einem Gesamt-Stauvolumen von 1,9 Mrd. m³, welches binnen 6 Monaten zu (angenommen) 50% abgemahlen wird, in der Summe eine winterliche Abflusssteigerung von rd. 60 m³/s und entsprechende Ermäßigungen im Sommer. Zum Vergleich: Die Gesamt-Steigerung der winterhalbjährlichen Abflüsse des Rheins bei Basel von 1901-2000 beträgt 167 m³/s (0,22% p.a.).

  Eine direkte Bilanzierung der Abflussentwicklung unter Einfluss der Speicherbewirtschaftung ist nicht zuletzt angesichts des größtenteils in eine ähnliche Richtung laufenden Wirkprozesses „Änderung der Niederschlags-Aggregatzustände“ ohne weitergehende wasserhaushaltliche Modellierung unmöglich. Aber auch ohne äußerst aufwendige exakte Quantifizierung ist die Bedeutung des Faktors Speicherwirtschaft sowohl
  - für die Erhöhung der winterlichen mMQ bei gleichzeitiger jahreszeitlicher Umverteilungswirkung als auch
  - für die Verringerung der Variabilität der mMQ erkennbar.

  Gut belegen lässt sich dies anhand Abbildung 10.8, welche beispielhaft anhand der Jahres-Abflussganglinien 1920 und 1995 Vergangenheit und Gegenwart des Abflussverhaltens des Rheins bei Diepoldsau, 13,5 km oberhalb der Einmündung in den Bodensee, beleuchtet.

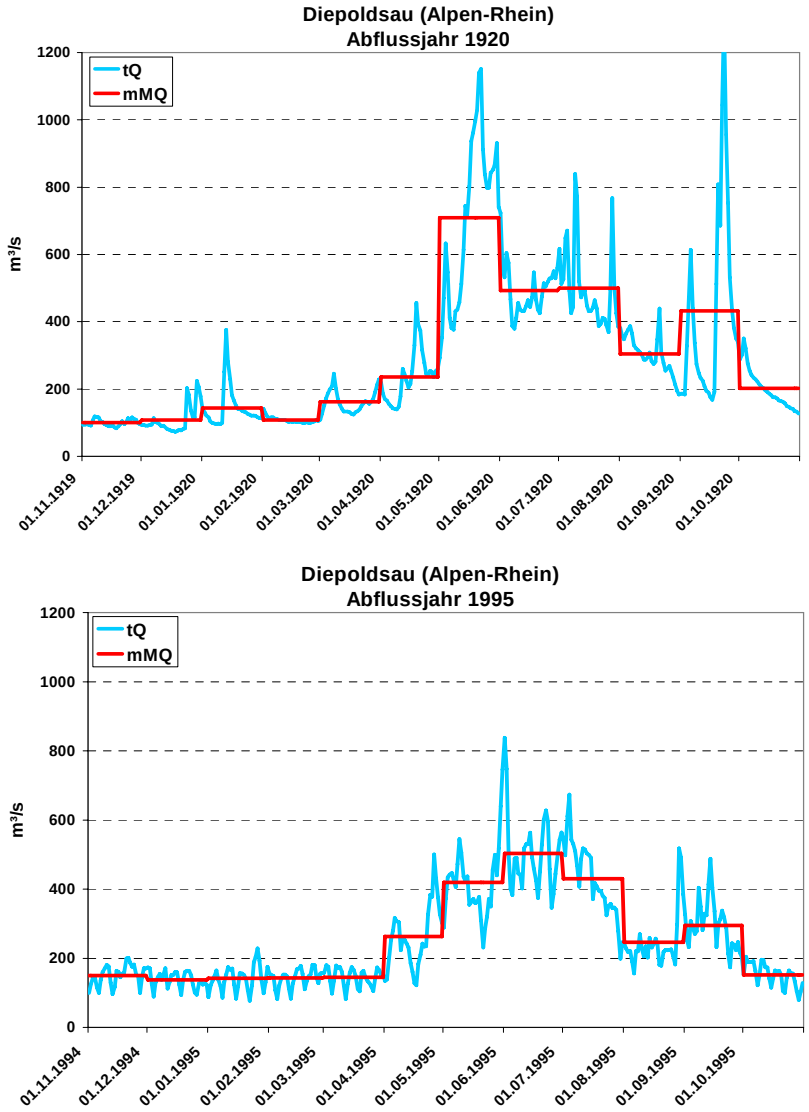


Abb. 10.8: Rhein am Pegel Diepoldsau: Tages- und Monatsgang des Abflusses in den Vergleichsjahren 1920 (ohne…) und 1995 (...mit Speicherbewirtschaftung)

Im alpinen und voralpinen Einzugsgebiet des Rheins bis Diepoldsau bestand im Jahre 1920 noch keine größere Talsperre; bis zum Jahre 1995 dagegen war neben Überleitungen kleineren Umfangs aus dem Inngebiet ein Speicherraum von rd. 764 Mio. m³ entstanden (WILDENHAHN & KLAHOLZ 1996). Bei Interpretation der beispielhaften Darstellung für Jahre vor und nach Speichereinrichtung sind die jeweiligen exakten Zahlenwerte in Abbildung 5.5.8 von sekundärer Bedeutung und ohnehin nur Momentaufnahmen von Einzeljahren. Wesentlich ist vielmehr, dass die beiden Beispieljahre, gleichwohl sie grundsätzlich von relativ ähnlichem hydrometeorologischen Charakter sind, in ihren Ganglinien dennoch merkliche Unterschiede aufweisen, die exemplarischen Charakter haben und nicht allein auf Witterungseinflüsse zurückgehen: Gut ersichtlich zeigen im Falle des hydrologischen Jahres 1995

- sowohl die Tageswerte insbesondere
  - · hinsichtlich des Wochen-Rhythmus im Abflussgang und
  - · des gleichförmigen Niveaus der Niedrigwasser-Begrenzung
- als auch die monatlichen Abflussmittel (mMQ) angesichts

- gedämpfter Schwankungsbreite sowohl jeweils innerhalb des Sommer- und des Winterhalbjahres als auch über das Gesamtjahr hinweg (damit also verminderter Variabilität) sowie
- im saisonalen Mittel höherer Winter- und niedrigerer Sommerabflüsse

im Vergleich zum unbeeinflussten Abflussjahr 1920 typische Merkmale einer Speicherbewirtschaftung. Darüber hinaus sind auch Reduktionen der sommerlichen Abflussspitzen des dargestellten Jahres 1995 anzunehmen, allerdings aus dem Kurvenverlauf allein heraus nicht abzuleiten.

- **Wirkprozess „Gletscherschmelze“:**
  Mit dem Temperaturanstieg verbunden ist eine verstärkte Gletscherschmelze im 20. Jahrhundert. Dessen Folgen für die Abflussdynamik werden in Kapitel 5.2 erörtert; nachgewiesen werden konnten ihre mit rund 0,25 m³/s nur geringen Beiträge zum MQ_J am Pegel Ilanz. Es bleibt jedoch hierbei zu beachten, dass dieser zusätzliche Schmelzwasserbeitrag in erster Linie in den Sommermonaten Juni bis September entsteht und damit rechnerisch im Schnitt dieser 4 Monate jeweils ca. 0,75 m³/s beträgt. Weiterhin beträgt die Gesamt-Gletscherfläche für das Rheingebiet bis Basel nach Auswertung des CORINE-Datensatzes (KHR…) mit ca. 427 km² mehr als das 20fache des Teileinzugsgebietes Ilanz. Eine vereinfachende Hochrechnung ohne Berücksichtigung der in Kap. 7 geschilderten jeweils sehr individuellen Abschmelzcharakteristika von Gletschern, See-Retention, Verdunstung und weiteren Effekten ergibt demnach in den Monaten Juni bis September einen durch säkularen Temperaturanstieg bedingten Zusatzbeitrag zum Rheinabfluss bei Basel in Höhe von jeweils rund 15 m³/s. Bei einem mMQ im August in Höhe von 1270 m³/s wäre dies dort dann ein Anteil von ca. 1,2 % am Monatsabfluss. Dieser Betrag kann sich, wie in Kap. 7 gezeigt, angesichts der intensiven Schmelzvorgänge gerade in Hitzesommern zumindest gletschernah noch bedeutend erhöhen. Diese Schmelzwasserspitzen werden allerdings im Gesamtgebiet bis Basel vor allem durch Seeretention aufgefangen und verformt.

  Letztlich entscheidend ist in diesem Zusammenhang, dass von der klimaänderungsbedingten zusätzlichen Gletscherschmelze nur Sommermonate betroffen sind. In diesen allerdings stehen die Abflüsse gemäß der Gegenüberstellung in den Abbildungen 10.5 und 10.6 zu den Niederschlägen im Defizit. Die Schmelzwasserbeiträge können somit im südlichen Rheingebiet zur Erklärung weder der Erhöhung der MQ_W noch des Missverhältnisses zwischen Niederschlagsdargebot und Abflusshöhe der übergangsjahreszeitlichen mMQ herangezogen werden.

- **Wirkprozess „Verändertes Verdunstungsverhalten“:**
  Berechnet man für langjährige Mittelungszeiträume die Differenz zwischen der Jahressumme des Gebietsniederschlages *N* einerseits und der Abflusshöhe *A* andererseits, so kann diese Differenz gemäß der Wasserhaushaltsgleichung der Gebietsverdunstung *E* gleichgesetzt werden.

  Führt man diese Bilanzierung beispielsweise für das Einzugsgebiet bis zum Pegel Basel für 25-jährige Zeiträume durch und berechnet man die Differenz zwischen der letzten Periode (1976/00) und der Periode 1 (1901/25), ergibt sich eine Zunahme der Verdunstung von 92 mm (vgl. Tab. 10.2 bzw. Abb. 10.9). Dieser Wert deckt sich weitgehend mit Angaben, die von SCHÄDLER (2002) für den schweizerischen Gebietsanteil des Rheins gemacht wurden.

Tab. 10.2: Entwicklung der Wasserbilanz im Teileinzugsgebiet bis Basel im 20. Jahrhundert einschließlich der jeweiligen Differenzen zur Referenzperiode 1951-1975

Basel	N [mm/a]	A [mm/a]	E [mm/a]	Differenzen zur Referenzperiode 1951-1975 Np [%]	Ap [%]	Ep [%]
11/1901-10/1925	1340	925	414	-2	0	-6
11/1925-10/1950	1351	911	440	-1	-1	-1
11/1950-10/1975	1366	924	442	0	0	0
11/1975-10/2000	1439	958	481	5	4	9

Zur Erklärung dieses durchaus als bedeutend anzusehenden Betrages einer Zunahme der Gebietsverdunstung kann zunächst auf die für Stationen berechnete und dann zu Gebietsmitteln zusammengefassten Werte der Gras-Referenzverdunstung zurückgegriffen werden. So ist ein Teil dieser „beobachteten" Verdunstungszunahme dem hydrologischen Winterhalbjahr zuzuschreiben. Im Winterhalbjahr stellt die Lufttemperatur die bestimmende Prozessgröße dar und mit der beobachteten Zunahme der Lufttemperatur ist auch eine entsprechende Erhöhung der Gebietsverdunstung verbunden (GÜNTHER et al., 2001, GÜNTHER 2004).

Die Ergebnisse der Berechnung der Grasreferenzverdunstung für das Sommerhalbjahr weisen zwar mit Ausnahme der Station Karlsruhe einen negativen Trend auf. Bei Unterteilung des Gesamtzeitraumes in die beiden Perioden 1901/50 und 1951/00 ist jedoch auch in der ersten Hälfte des Jahrhunderts eine zunehmende Tendenz in der potenziellen Verdunstung der meisten Stationen festzustellen. Die Verringerung der sommerlichen Grasreferenzverdunstung in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts trotz steigender Lufttemperaturen ist auf den Rückgang der Globalstrahlung zurückzuführen.

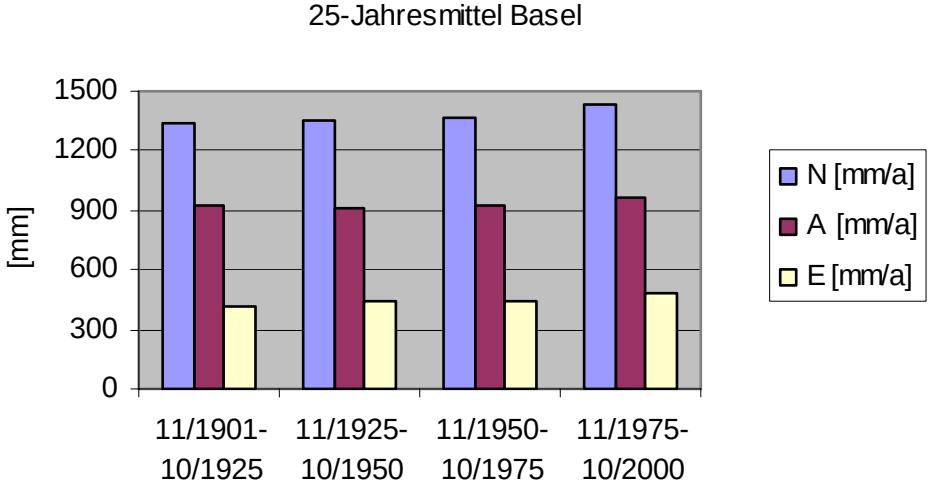


Abb. 10.9: Entwicklung der Wasserbilanz im Teileinzugsgebiet bis Basel im 20. Jahrhundert

Auf mindestens zwei weitere Faktoren ist es zurückzuführen, dass die *reale* Verdunstung trotz, wie oben dargestellt nur leicht steigender oder gar verringerter potentieller Verdunstung, in dem betrachteten Gebiet zunimmt: Zum einen können großflächige Änderungen in der Landnutzung, wie z.B. Umwandlung von Laub- in Nadelwald zu einer Erhöhung der realen Verdunstung geführt haben. Zum anderen wird die reale Verdunstung neben dem Energieangebot auch von dem verfügbaren Wasser beeinflusst. Hier ist festzustellen, dass

die Sommerniederschläge, wenn auch nicht statistisch signifikant, so doch immerhin tendenziell zugenommen haben. Diese Hypothesen müssen allerdings mittels detaillierter Wasserhaushaltsmodelle noch näher untersucht und quantifiziert werden.

Ein Zunahme der Verdunstung kann demnach einen Beitrag zur Verringerung der Abflüsse im hydrologischen Sommerhalbjahr nach 1940 geleistet haben. Während die Zunahme der winterlichen potentiellen Verdunstung auf ein erhöhtes Energieangebot zurückgeführt werden kann, zeichnet für die Zunahme der sommerlichen Verdunstungswerte vermutlich neben Landnutzungsänderungen die Zunahme des sommerlichen Niederschlagsdargebotes verantwortlich.

- **Wirkprozess „Überleitungen“:**
  Überleitungen, das heißt entweder Ab- oder Zuleitungen aus einem in ein anderes Gewässersystem geschehen sowohl zwischen unterschiedlichen Teileinzugsgebieten innerhalb des Rheingebiets als auch in bzw. von andere(n) Stromgebiete(n), z.B. der Donau oder der Rhone. Überleitungen zwischen Teileinzugsgebieten zeitigen Abflussveränderungen für begrenzte Gewässerabschnitte, die sich ab dem Punkt im Vorfluter, wo beide Nebenflüsse eingemündet sind, im Vorfluter wieder neutralisieren. Geschieht die Überleitung direkt vom oder zum Vorfluter, ist diese mengenmäßig beständig, es sei denn es geschieht eine Rückführung stromab. Beständig ist die Veränderung auch dann, wenn es sich um eine Umverteilung von einem Stromgebiet ins andere handelt, wie es z.B. vom Donau- ins Rheingebiet im Bereich der Ill (Vorarlberg) geschieht. Wenngleich die Kapitel 10.1.1.3 und 10.1.1.4 einige konkrete Beispiele vermitteln, ist die exakte Quantifizierung bzw. Bilanzierung dieser Überleitungsmengen im Ganzen kaum möglich. Grund ist, dass diese im Rahmen von teils sehr alten, sehr global formulierten Wasserrechtevergaben an private oder gewerbliche bzw. industrielle Nutzer vonstatten gehen und diese für eine exakte Auswertung nicht zur Verfügung stehen.

- **Wirkprozess „Veränderungen in der Landnutzung“:**
  Im gesamten Rheingebiet veränderte sich im Laufe des 20. Jahrhunderts die Landnutzung (vgl. Kap 3.2). Vor allem der Anteil an Siedlungs- und Verkehrsfläche wuchs an, damit verbunden die Bodenversiegelung. Auch der Anteil der evapotranspirationsstarken Waldfläche stieg, dagegen sank der Umfang der landwirtschaftlichen Nutzfläche, vor allem zu Lasten des Grünlands, weniger bezüglich des Ackerlandes. Verringerte Feldkapazitäten sowie eingeschränkte Durchsickerungsfähigkeit weisen intensiv genutzte Ackerflächen als Resultat von Zerstörung des Bodengefüges auf.

  Die hier genannten Aspekte haben in letzter Konsequenz mehrheitlich den abflussrelevanten Effekt verringerter Grundwasserneubildung und steigender Oberflächen-Abflussraten (MENDEL et al., 1996). Sie wirken allerdings übers Jahr gesehen in konstanter Intensität und erklären keine spezifischen Veränderungen zwischen MQ_W und MQ_S oder gar einzelner mMQ.

- **Wirkprozess „Verminderung der frostbedingten Oberflächenversiegelung“:**
  Bodenfrost führt zu Gefrieren des Bodenwassers und schränkt so dessen Beweglichkeit nahezu vollkommen ein, weshalb Kapillarität, Infiltration sowie Versickerung nur noch geringfügig wirksam sind. Die im Winter oft niedrigen Lufttemperaturen, der niedrige Sättigungsdampfdruck des Wassers und die thermische Stabilität führen zu einer geringen Verdunstung. Folglich bleibt die Feuchte im gefrorenen Boden gespeichert. Die dann höhere Bodenfeuchte kann zu einer Erhöhung der Frühjahrshochwasser führen (CHERKAUER & LETTENMAIER, 1999).

Speziell die Beeinflussung des hydrologischen Zyklus durch Behinderung der Infiltration infolge Bodenfrostes ist vielfach belegt (u.a. VOGELBACHER, 1998): Fällt z.B. Regen auf gefrorenen Boden oder schmilzt der auf gefrorenem Boden liegende Schnee, kann das Wasser nicht in den Boden gelangen und trägt somit zur Abflussbildung bei (MÖLDERS & ELBERN, 2002).

Diese grundsätzlichen Zusammenhänge werden in der Natur oftmals variiert: So kann eine hohe, dadurch sehr effektiv isolierende Schneedecke in der Regel tiefen Bodenfrost verhindern; wenngleich die obersten Bodenschichten zumeist leicht gefroren bleiben (MOSIMANN 1987, NEWESELY 1989). Dadurch kann eine frostbedingte Infiltrationssperre im Boden unter mächtigeren Schneeauflagen kaum vorgefunden werden. Auch kommt es nicht selten vor, dass nach plötzlichem Schneefallereignissen eisfreier, offener Boden zugeschneit wird und bei Persistenz der isolierenden Schneedecke auch längerfristig in diesem versickerungsfähigen Zustand verbleibt. In Sonderfällen kann sich zudem auch sogenannter poröser Bodenfrost einstellen, der dann ebenfalls nennenswerte Versickerung bzw. Infiltration zulässt (SCHWARZ, 1974).

Vor diesem Hintergrund ergibt sich folgender Interpretationsansatz: Die Böden bestimmter, nicht durch isolierende Schneeauflagen bedeckte Areale im südlichen Rheingebiet waren zu Zeiten geringerer Durchschnittstemperaturen zur Winterzeit häufiger und beständiger oberflächennah gefroren. Sie waren somit längerfristig „versiegelt“; eine Einsickerung von Regen- oder Schmelzwasser wurde beeinträchtigt. Die festzustellende säkulare Temperaturerhöhung, die mit besonderer Intensität das Winterhalbjahr betrifft (vgl. Kap. 6), hält die Böden wachsender Flächenanteile im Einzugsgebietsanteile versickerungsaktiv. Damit verbunden ist zum einen, dass durch die nun im Winterhalbjahr steigenden Anteile an Versickerungswasser die Grundwasservorräte erhöhen, was wiederum zur Stützung der Abflüsse beiträgt. Zum anderen ergibt sich hieraus für die Wasserführung in Fliessgewässern ein retardierendes Element: Bei kurzfristigen Tauwetterperioden im Winter benötigt das nicht direkt über gefrorenem Boden ablaufende Regen- und Schmelzwasser angesichts versickerungsbereitem, nicht gefrorenen Bodens länger, um im Vorfluter anzukommen. Die Abflüsse im Sommerhalbjahr werden durch dieses Phänomen weniger betroffen, allenfalls kann dies in extremeren Jahren in den „Randmonaten“ zur Wintersaison, d.h. im Oktober und im Mai, der Fall sein.

Bezüglich der festgestellten Verringerung der Variabilität der Abflüsse ergibt sich hieraus allerdings ein weiterer Erklärungsbaustein. Gerade auch angesichts der geschilderten variablen Zusammenhänge zwischen Schneedecke und Bodengefrornis ist hier allerdings derzeit nur eine Aussage im Sinne eines Diskussionsansatzes möglich. Der mögliche Wirkprozess ist ohne weiterführende Untersuchungen in seiner Bedeutung nicht quantifizierbar.

10.1.1.2 Zusammenspiel der Wirkprozesse

Eine Bewertung dahingehend, welche Wirkprozesse konkret in welchem Umfang für welche Ergebnisse im Zusammenhang mit Abflussänderungen verantwortlich sind, wird vor dem Hintergrund der in Kap. 9 dargestellten vielschichtigen Zusammenhänge bei der Abflussbildung als Teil des Wasserkreislaufs weitgehend verhindert. Ohne aufwändige zusätzliche Modellierungen lassen sich hierzu nur „weiche“, qualitative Aussagen treffen.

Wenngleich unter den aufgeführten Wirkprozessen auch derjenige der „Veränderung der Niederschlags-Aggregatzustände“ in eine ähnliche Richtung arbeiten kann, dürfte der Speicherbewirtschaftung hinsichtlich der Umverteilungs-Konsequenzen von MQ_S auf MQ_W zumindest eine annähernd bedeutende Rolle spielen. Dies geht aus der vergleichenden Untersuchung mit Einzugsgebieten ohne nennenswerten Speichereinfluss hervor. Von Speicherwirtschaft wenig oder gar nicht beeinflusste größere Gewässersysteme sind im Alpen- und Voralpenraum im Verlauf des 20. Jahrhunderts immer seltener geworden. Unter den Teileinzugsgebieten vorliegender Studie sind dies diejenigen der Simme bis zum Pegel Oberwil, der Gürbe oberhalb von Belp und der Thur bis Andelfingen; dazu zu zählen ist außerdem das Einzugsgebiet der Bregenzerach bis zum Pegel Kennelbach, welches zwar ausgeprägten Speicherbetrieb aufweist, allerdings nur in Form von Laufkraftwerken sowie Tages- und Wochenspeichern ohne längerfristige Retentionswirkungen.

Abbildung 10.10 zeigt eine Zusammenschau der Ergebnisse der Trendanalyse für MQ_W und MQ_S sowie der zugehörigen Gebietsniederschläge nicht nur unter Verwendung von KR und LR, sondern zusätzlich auch der uneinheitlich langen sogenannten „intermediären“ Reihen. Ungeachtet der Tatsache, dass unterschiedliche Stichprobenlängen den direkten Vergleich der so gewonnen Ergebnisse erschweren, macht dieses in vorliegendem Zusammenhang dennoch Sinn: An anderer Stelle war bereits gezeigt worden, dass sich Entwicklungen und ihre Signifikanzen in den untersuchten Reihen in aller Regel besser belegen lassen, je länger die Stichprobe und je größer somit die ausgewertete Informationsbasis ist – dies sollte bei der Interpretation beachtet werden.

Pegel	Zeitraum	Gewässer	MQ_J	MQ_W	MQ_S	$SumhN_J$	$SumhN_W$	$SumhN_S$
Ilanz	1911-2000	Vorderrhein						
Gisingen	1951-2000	Ill						
Diepoldsau	1920-2000	Rhein						
Kennelbach	1951-2000	Bregenzerach						
Andelfingen	1905-2000	Thur						
Rekingen	1905-2000	Rhein						
Andermatt	1911-2000	Reuss						
Seedorf	1905-2000	Reuss						
Mellingen	1905-200o	Reuss						
Oberwill	1922-2000	Simme						
Belp	1924-2000	Gürbe						
Brugg	1917-2000	Aare						
Untersiggenthal	1905-2000	Aare						
Basel	1901-2000	Rhein						
Maxau	1901-2000	Rhein						

Trend steigend (95% Signifikanz)
Trend steigend (80% Signifikanz)
Trend fallend (95% Signifikanz)
Trend fallend (80% Signifikanz)

Abb. 10.10: Gegenüberstellung der Ergebnisse der Trendanalyse zu mittleren Abflüssen (MQ) und Gebietsniederschlagssummen (SumhN) der Stationen bzw. Teileinzugsgebiete an Alpen-, Hoch- und Oberrhein (unterschiedliche Bezugszeiträume)

Die Piktogramme verdeutlichen, dass die Teileinzugsgebiete ohne Speichereinfluss ausnahmslos zur Gruppe derjenigen mit der schwächsten Signifikanzbestätigung für eine Umverteilungsdynamik gehören. Vor dem Hintergrund der geschilderten Wirkprozesse liegt der Rückschluss nahe, dass die Koinzidenz von höheren Gebietsniederschlägen (v.a. in der Wintersaison) und der Veränderung der Niederschlags-Aggregatzustände, ggf. ergänzt um weitere der aufgeführten Entwicklungsgänge, im Verlauf des 20. Jahrhundert allein nicht ausreichte,

um tiefgreifende Veränderungen im nival geprägten Abflussregime des südlichen Rheingebietes zu bewirken. Erst wenn der Wirkprozess Speicherbewirtschaftung hinzutrat, ereigneten sich im Regelfall derartig einschneidende Änderungen im Abflussverhalten, dass über Trendanalysen ein als signifikant abzusichernder statistischer Nachweis hierüber gelingt.

Im Zusammenhang mit der Verringerung der Abfluss-Variabilität lässt sich aus den Ergebnissen der Trendanalyse in Abbildung 10.7 in ähnlicher Vorgehensweise zeigen, dass auch hier die Speicherwirtschaft substanzielle Bedeutung besitzt: Denn wiederum gehören auffälligerweise die genannten Teileinzugsgebiete Oberwil, Belp und Andelfingen zur Gruppe derjenigen, welche nicht oder nur in geringem Umfang die Absicherung einer Trendsignifikanz bei der Variabilitätsminderung erlauben. Nicht mehr dazu gehört hier das Einzugsgebiet der Bregenzerach bis zum Pegel Kennelbach, augenscheinlich wirken die hiesigen Kleinkraftwerke zwar kaum in Richtung saisonaler Umverteilung, sind aber wohl effektiver in Bezug auf Minderung kurzfristigerer Abflussschwankungen.

Zusammengenommen lässt sich konstatieren, dass sich Änderungen im Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im südlichen Einzugsgebiet, die sich manifestieren in

- teils bedeutenden Zunahmen der winterlichen mMQ
- bei gleichzeitig merklichen Abnahmen in den Sommermonaten
- und Verringerung der innerjährlichen Variabilität

im 20. Jahrhundert vor dem Hintergrund eines komplexen Wirkungsgefüges ergeben haben.

Bestimmende Wirkprozesse dabei sind einerseits klimabürtig: Säkularer Temperaturanstieg bewirkt unter anderem veränderte Niederschlags- Aggregatzustände („mehr Regen, weniger Schnee“); die Erhöhung vor allem der winterlichen Niederschlagssummen zeitigt ein entsprechend höheres Wasserdargebot, so dass letztlich zunehmend pluviale Elemente den hiesigen ehedem ausgeprägt nivalen Regimecharakter abmildern. Abmilderung bedeutet dabei in erster Linie Verringerung der Amplitude zwischen abflussreichsten und abflussschwächsten Monaten vor allem durch Erhöhung der mMQ der letzteren. Entscheidend verstärkt wird diese Entwicklung durch anthropogenen Einfluss in Gestalt der (Groß-)Speicherbewirtschaftung, welche demgegenüber gleichartige Umverteilungs- und Ausgleichsdynamik aufweist.

10.1.1.3 Besondere Entwicklungen

In Zusammenhang mit der Auswertung der direkten Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluss im Rheingebiet über das Bestimmtheitsmaß (Tab. 10.1) zeigten die Berechnungsergebnisse bei einigen Datenreihen niedrige R^2-Werte, die den naturräumlichen Gegebenheiten nicht entsprechen. Bereits dort war die anthropogene Beeinflussung der Abflüsse im Teileinzugsgebiet Andermatt (Reuss) herausgestellt worden. Am Beispiel des Reuss-Tales soll auch im folgenden die anthropogene Veränderung des Abflussregimes an einem Alpenfluss gezeigt werden.

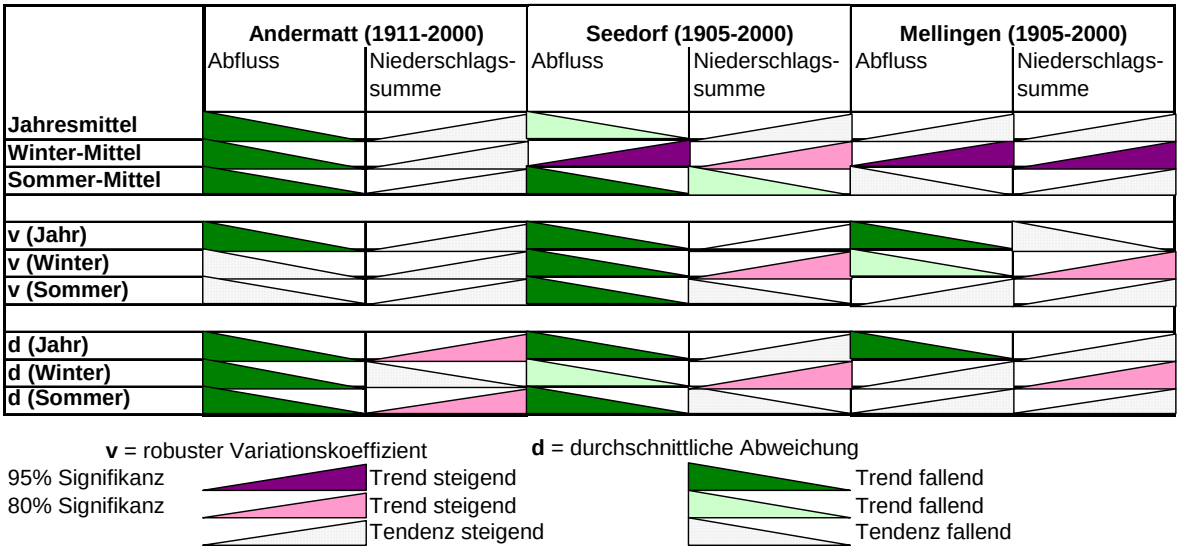


Abb. 10.11: Ergebnisse der Trendanalyse bezüglich der Veränderung der mittleren Abflüsse, der Gebietsniederschläge und deren Variabilität im Einzugsgebiet der Reuss

Die Ergebnisse der Trendanalysen in Abb. 10.11 für mittlere Abflüsse, Gebiets-Niederschlagssummen sowie die Variabilitätsuntersuchung belegen für das Teileinzugsgebiet bis zum Pegel Andermatt ($MQ_{1951-2000}$: 7,76 m³/s) fast durchweg gut abgesicherte fallende Trends der Abflüsse in der (intermediären, damit im Resultat nur mit einer leichten Einschränkung den Nachbarpegeln vergleichbaren) Periode 1911-2000. Am Unterliegerpegel Seedorf dagegen zeigen sich davon abweichende Ergebnisse mit schlechter trendgesichertem Absinken der MQ_J vor dem Hintergrund stark steigender MQ_W und ähnlich signifikant fallender MQ_S. Dabei zeigen die Ergebnisse der Variabilitätsuntersuchungen für Seedorf gegenüber den Resultaten für Andermatt noch stärkere Vergleichmäßigungsdynamik. Für beide Teileinzugsgebiete gilt begleitend, dass die Entwicklung der Niederschläge (wenngleich selten als signifikant auszuweisen) entgegengesetzt ist und sich durch Erhöhungstendenz in der Menge bei gesteigerter Variabilität auszeichnet.

Tab. 10.3 Ableitungen aus dem Einzugsgebiet der Reuss vor dem Pegel Andermatt

Talsperre	Inbetrieb-nahme [Jahr]	Speicher-kapazität [hm³]	Betroffener Anteil des A_{EO} (Schätzung) [km²]	Bemerkungen
Piora (Ritom)	1920	53,9	16	Ableitung in Kt. Tessin
Lucendro	1947	25,0	8	Ableitung in Kt. Tessin
Göscheneralp	1960	76,0	10	Ableitungen in Göscheneralpsee

Das Abflussregime der Reuss am Pegel Andermatt wird vor allem durch drei Ableitungen beeinflusst (Tab. 10.3). Diese reduzieren die Größe des Einzugsgebietes von 192 km² auf ca. 158 km², was einer Reduktion der abflusswirksamen Einzugsgebietsfläche um 18 % entspricht. Dabei ist die Ableitung in den Ritom-Stausee (1920 realisiert) die größte Beeinflus-

sung. Die Ableitungen aus der Reuss bis Andermatt zehren also offensichtlich die leichten Zugewinne durch Niederschlagsanstieg auf.

Einen Spezialfall stellen die beiden Fassungen bei Realp dar: Hier wird Wasser der Wittenwasseren- und der Furkareuss aus dem Einzugsgebiet des Pegels Andermatt in den Göscheneralpsee (benachbartes Einzugsgebiet) abgeleitet[IX]. Dieses Wasser wird nach der Stromerzeugung in Göschenen wieder in die Reuss eingespeist, wenngleich durch den Aufenthalt des Wassers im Göscheneralpsee der Abfluss verzögert wird.

Tab. 10.4: Ableitungen aus dem Einzugsgebiet der Reuss bis zum Pegel Seedorf

Talsperre	Inbetrieb-nahme [Jahr]	Speicher-kapazität [hm^3]	Betroffener Anteil des A_{EO} (Schätzung) [km^2]	Bemerkungen
Piora (Ritom)	1920	53,9	16	Ableitung in Kt. Tessin
Lucendro	1947	25,0	8	Ableitung in Kt. Tessin

Das Abflussregime der Reuss am Pegel Seedorf ($MQ_{1951-2000}$: 44,8 m^3/s) wird dergestalt nur mehr durch zwei Ableitungen (Tab. 10.4) und den Speicherbetrieb von drei Kraftwerken (Tab. 10.5) beeinflusst. Die Ableitungen reduzieren die Größe des hiesigen Einzugsgebietes von 832 km^2 um ca. 24 km^2 auf noch ca. 808 km^2, was einer Reduktion der abflusswirksamen Einzugsgebietsfläche um 2,9 % entspricht. Parallel dazu hat sich der MQ der Reuss seit Andermatt beinahe versechsfacht. Entsprechend treten diese Ableitungen in ihrer Beeinflussungswirkung deutlich zurück; stattdessen formt angesichts der gegenläufigen Trends der MQ_W und MQ_S nunmehr der saisonal umverteilende Speicherbetrieb (vgl. Tab. 10.5) den Abflusscharakter des Flusses entscheidend.

Tab. 10.5: Wasserrückhalt infolge Speicherbetrieb im Einzugsgebiet der Reuss am Pegel Seedorf

Arniboden	1910	1,0
Pfaffensprung	1921	0,2
Göscheneralp	1960	76,0

Für das Teileinzugsgebiet bis Mellingen ist beim Abfluss anhand Abbildung 5.5.11 festzustellen, dass die „Vorgaben“ von den Berechnungsergebnissen für den flussauf liegenden Pegel Seedorf aus den Trendanalysen nun fast durchweg korrigiert werden: Das ist genau um die Folgen der nahezu unverändert bestehenden Anstiegstendenzen beim Niederschlag der Fall.

In Tabelle 10.1 weisen die Ergebnisse für R^2 in der Abfolge Andermatt/0,27, Seedorf/0,63 und Mellingen/0,84 auf die flussabwärts entlang der Reuss zunehmende Dominanz des Nie-

[IX] Hinzuweisen ist in diesem Zusammenhang auch auf die in Tab. 5.5.1j-l dargestellten Ergebnisse der Sprunganalyse: Zwar konnte die Inbetriebnahme der Ableitung Ritom (1920) aufgrund der dargestellten KR-Zeitperiode für die Sprunganalyse nicht angezeigt werden, allerdings zeigen die gleichermaßen bei MQ_J, MQ_W und MQ_S vorhandenen Bruchpunktmarken zu Beginn der 1960er Jahre deutlich die Inbetriebnahme der Ableitung Realp an.

derschlagsinputs bei der Abflussbildung[X]. Anderweitige Einflüsse nehmen ergo in ihrer Bedeutung relativ gesehen ab, wiewohl sie angesichts des stark gewachsenen Einzugsgebietes mit z.T. dichter Besiedlung sicherlich absolut gesehen gegenüber Andermatt bedeutender sind (Anteil der Siedlungs- u. Verkehrsfläche im Teileinzugsgebiet bis Andermatt rd. 1%, bis Mellingen rd. 5%, Quelle: KHR…). Neben retardierender Wirkung des Vierwaldstätter Sees sind einander gegenseitig aufhebende Überlagerungswirkungen der zahlreichen anthropogenen Einflüsse (vgl. Kap. 9) dabei anzunehmen, aber an dieser Stelle nicht nachzuweisen.

Die häufig geäußerte Feststellung, dass sich bei hydrologischen bzw. wasserwirtschaftlichen Wirkungsanalysen anthropogene Maßnahmen umso eher nachweisen lassen, je geringer die Anzahl der Wirkprozesse auf den örtlichen/regionalen Abflussbildungsprozess ist und je größer der Abflussanteil ist, der von einer solchen Maßnahme betroffen wird, ist hier aufs Neue zu bestätigen.

10.1.1.4 Veränderungen der mittleren Abflüsse im Oberrheingebiet

Die mittleren Abflussverhältnisse des Oberrheins werden entscheidend durch die Vorgaben vom Hochrhein her bestimmt. Die bis zur Neckarmündung zufließenden Nebenflüsse, durchweg hinsichtlich ihres innerjährlichen Abflussverhaltens dem pluvialen Typ zuzuordnen, sind sowohl für sich genommen als auch in der Summe zu abflussschwach, um dem Vorfluter ein deutlich verändertes Gepräge mitzuteilen. Trotzdem gibt es einige neue Entwicklungen in den Abflussreihen, die sich auch in den Ergebnissen der Trendanalyse manifestieren. Diese z.B. belegt, dass sich der Oberrhein bereits in einer Zone befindet, in welcher die klimaänderungsbedingte Modifikation der Wetterlagenanströmung höhere Winterniederschläge bedingt; wie in Kap. 6 gezeigt ist ja diese Wetterlagenanströmung im weiter südlich liegenden Teileinzugsgebiet aufgrund der schrofferen Orographie eingeschränkt.

Die höheren Winterniederschläge manifestieren sich bis zur Mainmündung allerdings nur undeutlich bezüglich veränderten Trendverhaltens der mittleren Abflüsse des Rheins. Dabei tritt im Zeitraum 1951-2000 diesbezüglich offensichtlich eine Beschleunigung der Dynamik ein (vgl. Abb. 10.1b): Am Rheinpegel Maxau ist dies nur bei Betrachtung der zweiten Jahrhunderthälfte hinsichtlich der Signifikanzverbesserung der MQ_W auf ein (schwaches) Niveau von 80% der Fall. Dahinter steht immerhin eine Verdoppelung der durchschnittlichen jährlichen Zunahme der MQ_J von 0,07% (Basel) auf 0,14% (Maxau). Letzteres entspricht einer Zunahme in diesen 50 Jahren in Höhe von 87,6 m³/s. Hier zeigt sich der erste Hinweis eines zunehmenden Bedeutungsgewinns von geänderten Regimeelementen aus den Nebengewässern des Stroms, die sämtlich durch die typischen pluvialen Wintermaxima des Abflusses gekennzeichnet sind.

Zwischen den Pegeln Maxau und Worms vergrößert sich das Einzugsgebiet des Rheins um 18630 auf 68827 km². Ein Großteil dieses Flächenzugewinns, rd. 14000 km², geht auf das Neckargebiet zurück. Der Neckar ist einer der großen Nebenflüsse des Rheins ($MQ_{1951\text{-}2000}$ am Pegel Rockenau am oberen Neckarunterlauf: 135 m³/s). Sein Abflussregime ist pluvialen Typs mit Abflussmaximum im Februar und Minimum im September.

Wiewohl der Neckar deutlich abflussschwächer ist als der Rhein finden sich in den ausgewerteten Daten nach seiner Einmündung zumindest bezüglich des Sommerhalbjahres „Signale“ aus dem Neckareinzugsbiet im Abflussverhalten des Vorfluters: Die zunehmenden sommerlichen Abflüsse des Neckars führen mit seiner Einmündung auch zu einer Tendenzumkehr bei

[X] Umverteilungseffekte, wie besonders am Pegel Seedorf konstatiert, können methodenbedingt (aufgrund der ausschließlichen Zugrundelegung von Jahresdaten) in die Bestimmtheitsmaßberechnung nicht einfließen.

den MQ_S im Rhein. Diese zeigten noch bis Maxau aufgrund der Umverteilungsprozesse im südlicheren Teileinzugsgebiet fallende Tendenz, nach der Neckarmündung kehrt sich dieses um (vgl. Tab. 10.6). Bei Worms besteht, zumindest bezüglich der KR, bereits Anstiegstendenz (rd. 22 m³/s binnen 50 Jahren).

Tab. 10.6: Trendauswertung: Veränderung der mittleren Abflüsse an Pegeln des Rheins und seiner Nebenflüsse zwischen Maxau und Kaub, relativ (in Prozent) und in absoluten Zahlen mit Bezug auf den 50jährigen Zeitraum 1951-2000

	Veränd. MQ_{Jahr}		Veränd. MQ_{Sommer}		Veränd. MQ_{Winter}	
	%	m³/s	%	m³/s	%	m³/s
Maxau (Rhein)	7,0	87,6	-0,5	-10,3	16,5	176,0
Rockenau (Neckar)	23,0	27,8	24,0	20,8	22,5	34,9
Worms (Rhein)	7,5	104,0	1,5	22,1	14,5	186,0
Würzburg (Main)	31,5	31,8	25,5	16,9	38,5	46,9
Kaub (Rhein)	9,5	152,0	2,5	44,2	16,5	261,0

Der Rhein am Pegel Worms zeigt in seinem Abflussverhalten über die beschriebene Tendenzumkehr bei den sommerhalbjährlichen Abflüssen hinaus keine wesentlich unterschiedliche Entwicklungsdynamik zu den Pegeln Pegel Maxau bzw. Basel. Die gravierendste Änderung im Abflusscharakter des Oberrheins wird somit unverändert noch hervorgerufen durch die am Beispiel Basel erläuterte Umverteilungsdynamik Sommer → Winter.

Diese Umverteilungsdynamik wird allerdings unterhalb von Basel zunehmend verändert; die winterlichen Zunahmen bleiben erheblich bzw. verstärken sich noch, während die stromauf noch (vgl. Abb. 10.3) verzeichneten sommerlichen Abflussverluste stromab ganz allmählich weniger stark ausfallen.

Wichtiger Aspekt hierbei ist, dass der skizzierte Wirkprozess „Speicherbewirtschaftung“ an Bedeutung verliert, weil die einheitliche Bewirtschaftung zu Zwecken der Energiegewinnung in winterfrostbestimmten Regionen (Speicherung im Sommer, Abgabe im Winter) in den klimatisch milderen Gebieten außerhalb der Alpen keine Bedeutung hat. Die überwiegende Mehrzahl der Talsperren im außeralpinen Raum ist durch Mehrzwecknutzung gekennzeichnet. Es bestehen dann sehr individuelle Bewirtschaftungspläne, weil die verschiedenen Nutzungsarten (z.B. Hochwasserschutz, Trinkwasserversorgung, Niedrigwassererhöhung, Energiegewinnung, Wassersport- und Freizeitgestaltung) teils sehr divergierende Ansprüche an die Speichersteuerung mitbringen. Entsprechend variabel sind die hydrologischen Folgen dieser Mehrzwecktalsperren; die vom Alpenraum her gegebene klare, eindeutig gerichtete Beeinflussung des Rheins als Hauptvorfluter durch Talsperrenbetrieb wird daher mündungswärtig nicht mehr fortgesetzt. Das ab Basel daher mengenmäßig mehr oder weniger unveränderte, gleichgerichtete speicherbedingte Umverteilungsvolumen verliert mit Vergrößerung des Einzugsgebietes des Rheins und damit einhergehend erhöhter Wasserführung des Stroms proportional allmählich an Bedeutung.

Der Wirkprozess „Änderung der Niederschlags-Aggregatzustände einschließlich der Folgen für das Schneedeckenverhalten“ bleibt unverändert in Funktion, wirkt allerdings höhenstufen- und regionalklimatisch bedingt mit seinen Effekten durchgreifender und hakt bezüglich seiner Folgen für die Schneedeckendauer terminlich vorversetzt ein: Beleg dafür ist beispielsweise,

dass der Abfluss im Monat April im Bereich des Oberrheingebietes deutlich ansteigt, obwohl stagnierende bzw. sogar leicht sinkende Monatsniederschläge dem entgegenstehen; Erklärung hierfür ist die früher einsetzende Schneeschmelze in den Hochlagen von Schwarzwald und Vogesen. GÜNTHER (2004) differenziert hierzu die Entwicklung für das fortschreitende 20. Jahrhundert im südwestdeutschen Rheingebiet in

- Höhen bis 800m üNN mit Verringerung der Schneedeckendauer, häufigerer und früherer Schneeschmelze und
- in die Höhenzone >800m üNN, in welcher sich angesichts höherer Winterniederschläge bereichsweise sogar mächtigere Schneedecken aufbauen können.

Das Abschmelzen der Wasseräquivalente aus letzterer, nicht wie im alpinen Bereich abgeschöpft durch Speicherbevorratung, kann für die Zunahme der Juni-mMQ verantwortlich gemacht werden.

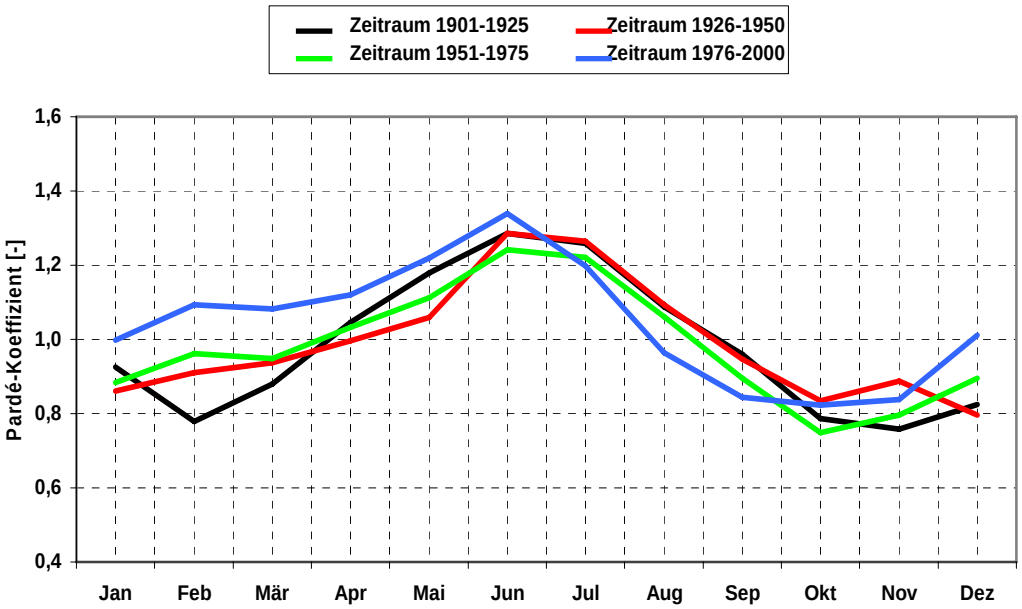


Abb. 10.12: Pegel Worms / Rhein: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1901-2000)

Im Verein mit den steigenden Winterniederschlägen greifen im Stromverlauf die typisch pluvialen winterlichen und spätwinterlichen Abflusselemente allmählich Raum, wie Abbildung 10.12 anhand der Regimeuntersuchung am Pegel Worms zeigt.

Über die Regime- und Trendentwicklung hinaus deuten auch die Ergebnisse der Sprunganalysen auf einen bereits im Oberrheingebiet (einschließlich Neckar und Main) wachsenden Zusammenhang zwischen Niederschlags- und Abflussgeschehen: Im Gegensatz zum Alpen- und Hochrheingebiet konzentrieren sich fast alle identifizierten Bruchpunkte in den Abflussreihen um die Jahre 1963/64 und 1975 (vgl. Abb. 10.1g-10.1l). Dies sind Zeitpunkte, die auch bei Analyse der Niederschlagsreihen Häufigkeitsschwerpunkte darstellen[XI]. Ausnahme bleibt der von den Alpen bis zur Mainmündung vorhandene Sprung um 1940, der sich häufig in den MQ_S signifikant ausprägt. Wenngleich er allerdings in den zugehörigen Niederschlagsreihen niemals abzusichern ist, deutet dennoch der visuelle Befund in den Ganglinien (vgl. z.B. Abb. 10.4) auf Niederschlagszusammenhänge.

[XI] Auffälligerweise gibt es dabei wiederholt keine direkten Entsprechungen: Beispielsweise sind bei $SumhN_J$ / KR Sprünge bei Würzburg und Pettstadt um 1963/64, bei Worms um 1975 vorhanden, nicht aber bei den zugehörigen MQ_J-Reihen. Umgekehrt verzeichnen die MQ_S / KR-Reihen für Würzburg und Lauffen Sprünge um 1963/64, für Pettstadt und Rockenau um 1975, ohne dass bei den $SumhN_S$ eine Entsprechung bestünde.

Trotz teils intensiver flussbaulicher Eingriffe im Zusammenhang mit den etwa 1977/78 abgeschlossenen Arbeiten zum Oberrheinausbau (vgl. Kap. 9) bis Iffezheim (noch oberhalb von Maxau) lassen sich aus den analysierten Daten keine Hinweise auf daraus resultierende Änderungen im MQ-Zeitreihenverhalten des Flusses ableiten.

Neckar- und Maingebiet

Die mittleren Abflüsse der untersuchten Pegelreihen im **Neckargebiet** zeigen in der Periode 1951-2000 durchweg ansteigende Tendenzen[XII]. Erst am Pegel Rockenau lassen sich für MQ_J und MQ_S darüber hinaus auch ansteigende Trends absichern.

Die Gründe für die skizzierte Entwicklung der mittleren Abflüsse sind zwar grundsätzlich durch die einheitlich positive Niederschlagsentwicklung vorgegeben, diese hat allerdings ihren Schwerpunkt im Winterhalbjahr und weist im Sommer nahezu Stagnation auf (Steigerung um 0,03%). In erster Linie verantwortlich für die sommerliche Abflusssteigerung, die sogar Trendrelevanz gewinnt, muss daher eine andere Ursache sein.

Hier als Erklärung in Betracht kommen können nicht die von Alpen- und Hochrheingebiet her bekannten saisonal umverteilenden Wirkprozesse: Die Folgen der lt. GÜNTHER (2004) auch im Neckargebiet spürbaren temperatursteigerungsbedingten Änderung der Niederschlags-Aggregatzustände einschließlich der Folgen für das Schneedeckenverhalten erstrecken sich hier auf das Winter- nicht auf das Sommerhalbjahr. Wie bereits erwähnt sind die vorhandenen Talsperren Mehrzweckspeicher und haben nicht die einheitliche Steuerung zur energiewirtschaftlichen Nutzung wie im Alpenraum. Auch besteht im pluvial geprägten Neckargebiet angesichts eines innerjährlichen Abflussmaximums im Spätwinter theoretisch eher die umgekehrte Notwendigkeit, Wasserreserven im Sommer anzulegen, die im Winter zurückgespeist würden.

Prägend sind vielmehr Überleitungs-Zugewinne: Im Neckargebiet wurde zur Versorgung der in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts rapide wachsenden urban-industriellen Verdichtungszone zwischen Stuttgart und Heilbronn ein dichtes Trinkwasserüberleitungsnetz aus anderen Einzugsgebieten (Bodensee, Donau, westlicher Schwarzwald) aufgebaut. Sein Ausbau begann bereits im Jahre 1917. Er erfolgte in mehreren Schritten; besonders intensiv wurde er zwischen der Mitte der 50er und Ende der 70er Jahre vorangetrieben.

Die MQ-Reihen zeigen, wie im weiteren auch die Serien der Niedrigwasserkenngrößen, am Pegel Rockenau anthropogene Einflüsse auf das Abflussverhalten des Neckar, die mit dieser Trinkwasserüberleitung (TWÜ) zusammenhängen. Die TWÜ beläuft sich am Pegel Rockenau seit den 80er Jahren auf rd. 6,7 m³/s. Nach Bereinigung der MQ-Jahres- und Halbjahresreihen um die übergeleiteten Volumina, schrittweise vorgenommen analog der Ausbaustufen des Versorgungsnetzes, sind sämtliche auszuweisenden signifikanten Trends eliminiert (vgl. Abb. 10.13). Verbleibende tendenzielle Anstiege bei den MQ-Kenngrößen korrespondieren mit den Anstiegstendenzen der Gebietsniederschlagssummen (relative jährliche Steigerung um 0,16% p.a. im Untersuchungszeitraum).

Die im vieljährigen Durchschnitt niedrigeren Sommerabflüsse (Rockenau: MQ_{Sommer} 97,6 m³/s[XIII]) werden durch die (zudem nicht ganz konstanten, in der Praxis im Sommerhalb-

[XII] Für den Neckar standen meistenteils zur Analyse nur die 50jährigen Datenreihen des Standard-untersuchungszeitraums 1951-2000 zur Verfügung.
[XIII] Bezugszeitraum 1951-2000

jahr höher als im Winter ausfallenden) Überleitungswassermengen proportional stärker beeinflusst. Aus diesem Grunde führt die zusätzliche Überleitungs-Wassermenge im Sommer zur Ausweisung einer (schwachen) Trendsignifikanz. Im Winter besteht zwar deutliche Anstiegstendenz, allerdings ist diese statistisch nicht abzusichern.

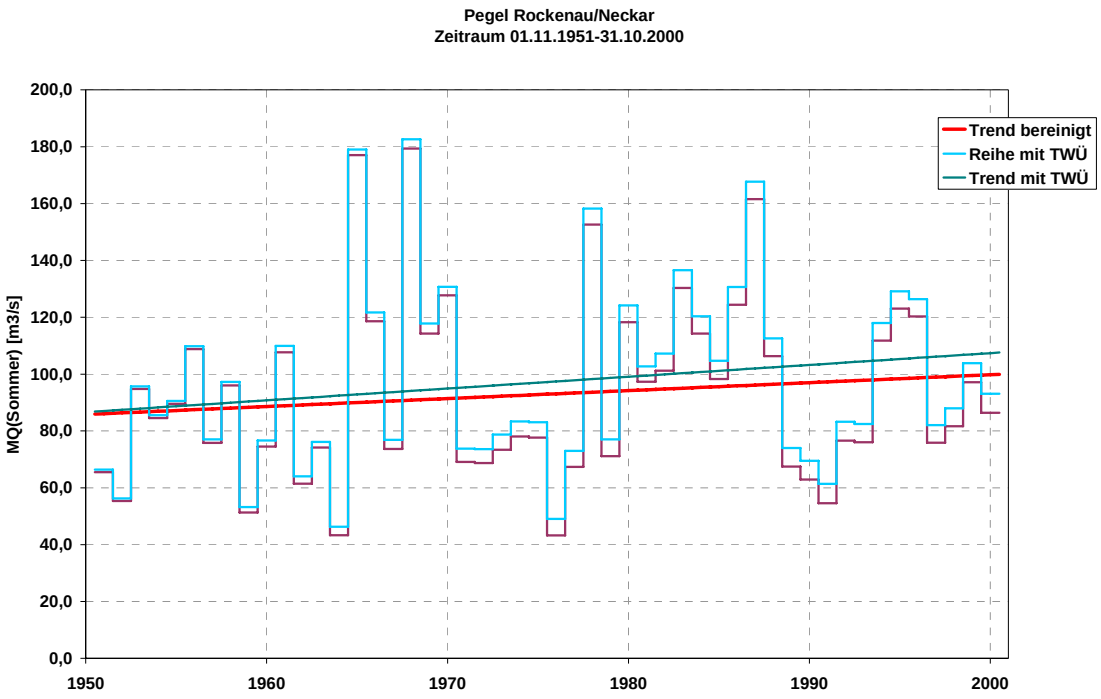


Abb. 10.13: Trend und Trendelimination für die MQ_S-Reihe des Neckar am Pegel Rockenau vor dem Hintergrund der bestehenden Trinkwasserüberleitung, Zeitraum 1951-2000

Die mittleren Abflüsse des **Mains** zeigen über den 100jährigen LR-Bezugszeitraum keine signifikanten Veränderungen. Nicht zuletzt methodische Gründe[XIV] fördern bei Zugrundelegung des kürzeren Bezugszeitraums KR verbreitet dann die Ausweisung ansteigender MQ-Trends im Maingebiet.

Das ansteigende Trendverhalten erstreckt sich nicht allein auf Jahres- und Halbjahresreihen, sondern auch auf nahezu alle Monatsreihen. Einzelmonate mit zunehmendem Trend sind insbesondere Mai und Juni, die offenbar von den zunehmenden Gebietswasservorräten aus dem Winterhalbjahr profitieren. Für das einfache pluviale Abflussregime mit spätwinterlichem Maximum und Minimum im Hochsommer ergeben sich durch Erhöhung der mMQ von März (innerjährliches Abflussmaximum) bis Juni die markantesten Veränderungen (vgl. Abb. 10.14, Pegel Würzburg).

[XIV] Mitverantwortlich ist die zufällige Stichprobenkonstellation, beginnend mit der trockenen Dekade 1951-1960 und kulminierend in der nassen Phase 1981-1990 in der zweiten Hälfte der Untersuchungsperiode.

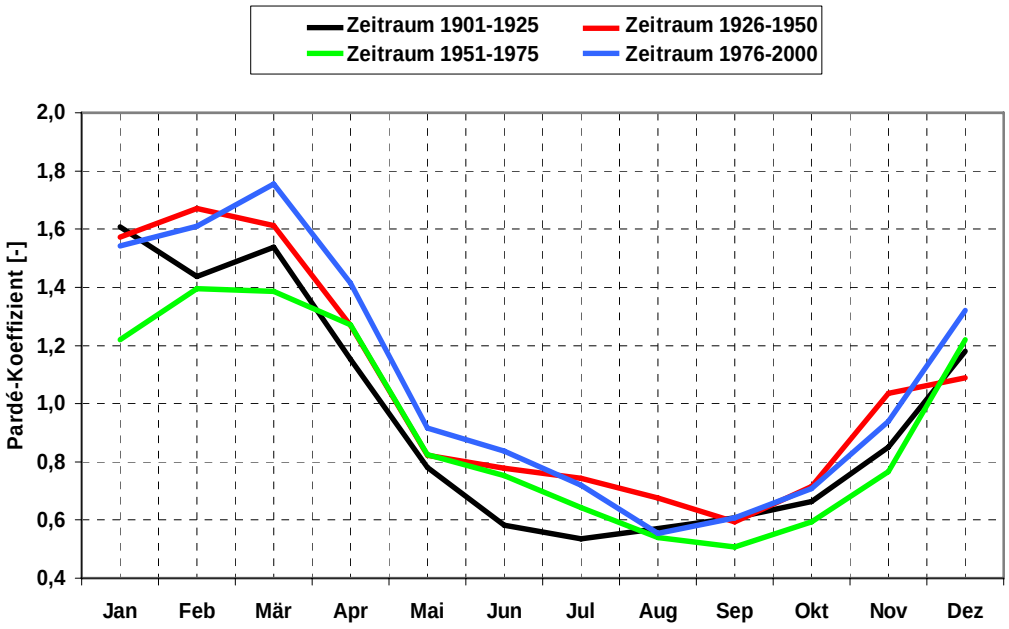


Abb. 10.14: Pegel Würzburg / Main: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1901-2000)

Bereits in Tabelle 10.1 finden sich angesichts der niedrigen R^2-Werte für die Maingebietspegel Pettstadt / Regnitz (0,48) und Würzburg / Main (0,53) Hinweise auf Störeinflüsse im Niederschlags-Abfluss-Verhältnis.

Hintergrund ist die bedeutende Beeinflussung der Wasserführung durch die Gebietswasserüberleitungen aus der Altmühl über den Brombachstausee (seit 1986 zum Hochwasserschutz im Altmühltal und zur Niedrigwasseraufhöhung in der Regnitz) und aus der Donau (seit 1992 über den Main-Donaukanal und den Rothsee). Die maximale Zugabe zur Niedrigwasseraufhöhung ist auf 15 m³/s begrenzt und durch jahreszeitlich variierende Aufhöhungsziele am Regnitzpegel Hüttendorf bestimmt. Insgesamt werden ca. 150 Mio m³/a über diese beiden Wege ins Einzugsgebiet geleitet, dazu kommt noch eine Überleitung aus dem Lechmündungsgebiet zur Verbesserung der Wasserversorgung der Stadt Nürnberg seit den 1960-iger Jahren. Dadurch ergibt sich eine mittlere jährliche Abflusserhöhung um rund 5 m³/s für die Regnitz am Pegel Pettstadt bis zum Ende des 20.Jahrhunderts. Die aus Niederschlagszunahmen und Überleitungen resultierenden Regime-Änderungen für die Regnitz bei Pettstadt werden anhand der Abbildung 10.15 veranschaulicht.

Auch für den Pegel Würzburg/Main haben unverändert die Effekte der für die Regnitz erläuterten Abflussaufhöhungen Bestand, hinzu kommen noch Variationen aufgrund von Verdunstungsverlusten durch Wärmekraftwerke und Beregnungswasserentnahmen. Die Summenwirkung bedeutet für das Maingebiet eine Abflussaufhöhung in Trockenjahren um ca. 2 bis zu 6 m³/s in Wintermonaten und etwa 10 bis 13 m³/s in Sommermonaten (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN, 1985 U. 1995). Zum Vergleich: MQ_S am Pegel Würzburg liegt bei 75,5 m³/s, MQ_W bei 145 m³/s[XV].

Damit ergibt sich bezüglich der oben bereits kurz charakterisierten Abflussregimeveränderungen des Mains am Pegel Würzburg (Abb. 10.14) folgendes Bild: Das Abflussregime am Pegel Würzburg ist wie beim Pegel Pettstadt/Regnitz durch ein markantes Winter-

[XV] Bezugszeitraum jeweils 1951-2000

maximum im Februar und März, im Gegensatz zum Pegel Pettstadt aber erweitert um den Monat Januar gekennzeichnet. Dies dürfte auf den Einfluss von höheren Mittelgebirgslagen mit höherem Winterniederschlagseinfluss im randlichen Obermaingebiet zurückzuführen sein. Die Abflussminima liegen wie in Pettstadt im August und September. Abweichend davon lag das Minimum des Teilzeitraumes von 1900-1925 bereits im Juli und das Maximum bereits im Januar.

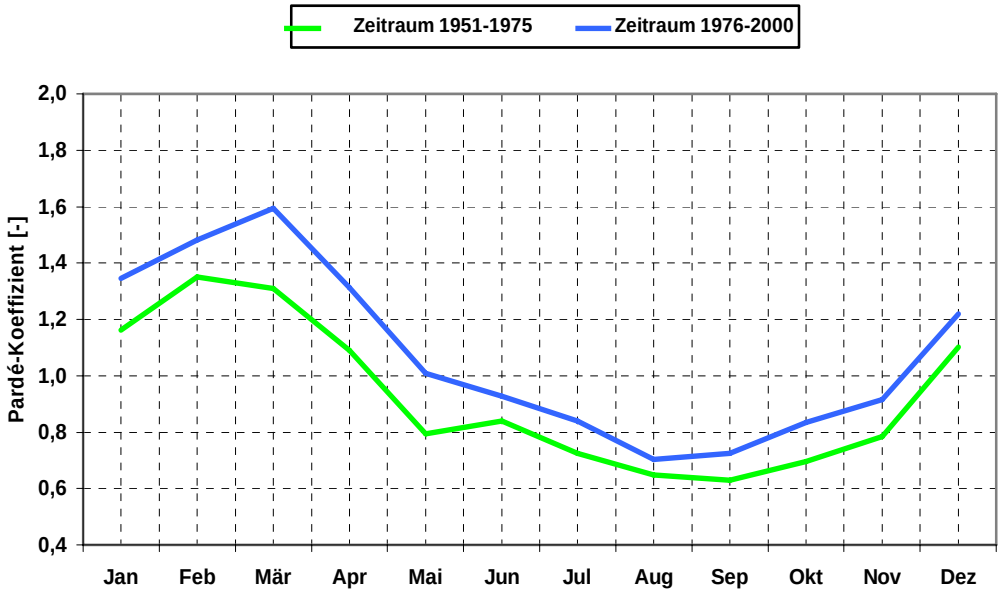


Abb. 10.15: Pegel Pettstadt / Regnitz: Veränderung des Abflussregimes im Zeitraum 1951 - 2000
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1951-2000)

Im Niederschlagsregime zeigt sich für das Einzugsgebiet des Pegels Würzburg im letzten Jahrhundert eine Abflachung des Sommermaximums der Monatsniederschläge, insbesondere im August, zugunsten einer Zunahme der Niederschläge in den Monaten Dezember und März. Letztere äußert sich entsprechend im Abflussregime in einer markanten Zunahme der Märzabflussanteile. Die Niederschlagsverringerungen, die insbesondere im Juli und August zu verzeichnen sind, schlagen sich dagegen kaum in der fließenden Welle nieder – dies korrespondiert mit der Niedrigwasserstützung durch Wasserüberleitung in die Regnitz (s.o.). Dieser anthropogene Einfluss, verbunden mit einer gewissen Niederschlagszunahme erklärt die generell gleichmäßigen Erhöhungen der Pardé-Koeffizienten beim Vergleich der Teilzeiträume 1950 bis 1975 und 1975 bis 2000. Hierbei sind die Unterschiede aufgrund der Niederschlagszunahmen von Januar bis März noch deutlich höher, während aufgrund des Niederschlagsrückgangs im August die Werte für die letzten 25 Jahre das davor liegende Quartal nicht mehr übertreffen.

10.1.2 Veränderungen der mittleren Abflüsse im Mittel- und Niederrheingebiet

Unterhalb der Mündung des Mains in den Rhein beginnt auf der Höhe von Bingen der Mittelrhein. Gleichzeitig gewinnen pluviale Regimeelemente Dominanz und pausen sich die Entwicklungen im Niederschlagsverhalten stärker auf die fließende Welle durch. Abbildung 10.1a zeigt anhand der 100jährigen LR-Untersuchungsreihen mit Ausnahme der Sommerhalbjahre ein ausgeprägtes, ansteigendes Trendverhalten bei den Gebietsniederschlagsreihen für die Rheinpegel zwischen Kaub und Lobith. Die MQ-Entwicklung zeichnet dies in leicht

abgeschwächter Form nach. In den Sommerhalbjahren ist in der überwiegenden Zahl der Fälle jeweils nur eine (statistisch nicht signifikante) Anstiegs*tendenz* vorhanden. Letztlich erlaubt die Gesamtschau die Aussage, dass über das gesamte 20. Jahrhundert gesehen, ausgehend vom Niederschlag, das umgesetzte Wasservolumen im Rheinsystem zugenommen hat.

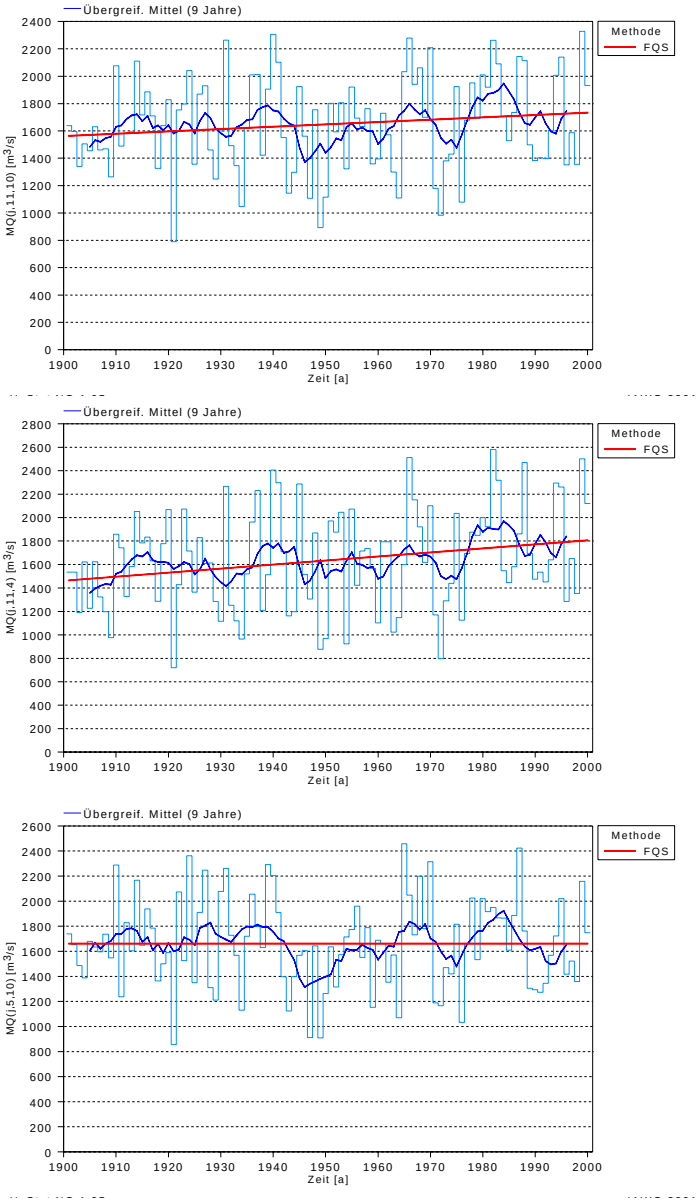


Abb. 10.16: Pegel Kaub/Rhein: Mittlere Abflüsse unter Bezug auf Gesamtjahr (oben), (Mitte) Winter- und (unten) Sommerhalbjahr, Periode 1901-2000
Jahres- bzw. Halbjahresreihe — 9jähriges übergreifendes Mittel — Trend

Allerdings relativiert die Untersuchung der auf die zweite Jahrhunderthälfte reduzierten KR-Standardreihe diese Aussagen für die mittleren Abflüsse auf das Niveau ungesicherter Tendenzaussagen. Dabei herrscht im Mittelrheingebiet weiterhin Abflussmehrung vor; am Niederrhein dagegen weisen im Gegensatz zu den MQ_J und MQ_W die sommerhalbjährlichen Abflussmittel durchweg fallende Tendenz auf.

Abbildung 10.16 zeigt die Entwicklung anhand des Mittelrheinpegels Kaub. Ebenfalls am Beispiel Kaub erfolgt die Analyse der innerjährlichen Entwicklung des Abflussregimes (Abb. 10.17). Anstiegsschwerpunkte waren dabei die mit Ausnahme des Novembers teils sehr deut-

lich gesteigerten mMQ des Winterhalbjahres. In der Sommersaison kompensieren die starken Zugewinne in Mai und Juni die Verluste in den Monaten August und September, so dass insgesamt noch sehr schwache Zugewinne (<0,1% p.a.) zu konstatieren sind.

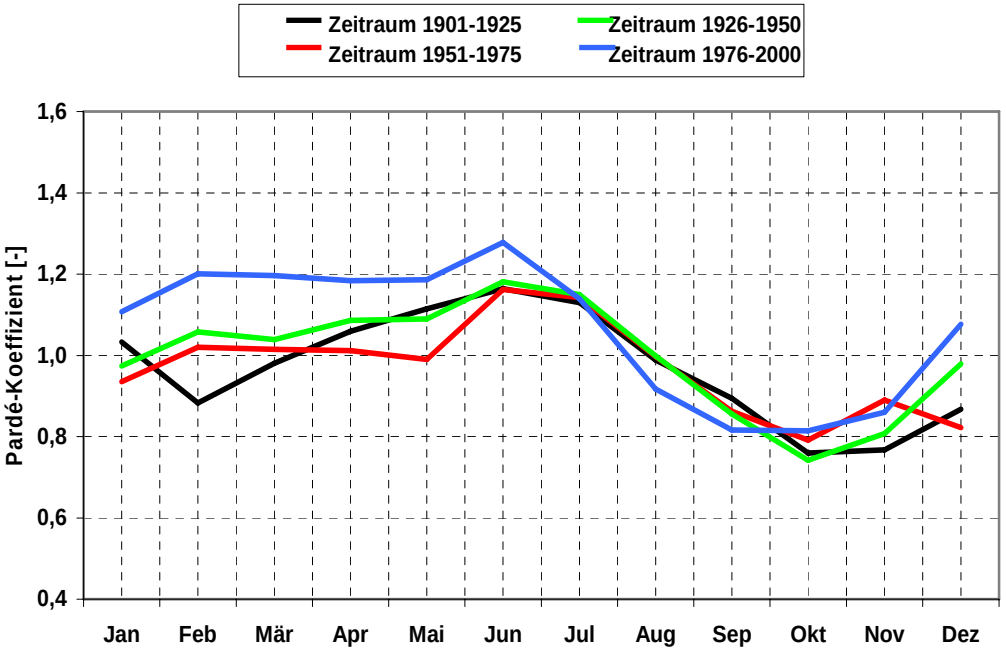


Abb. 10.17: Pegel Kaub / Rhein: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1901-2000)

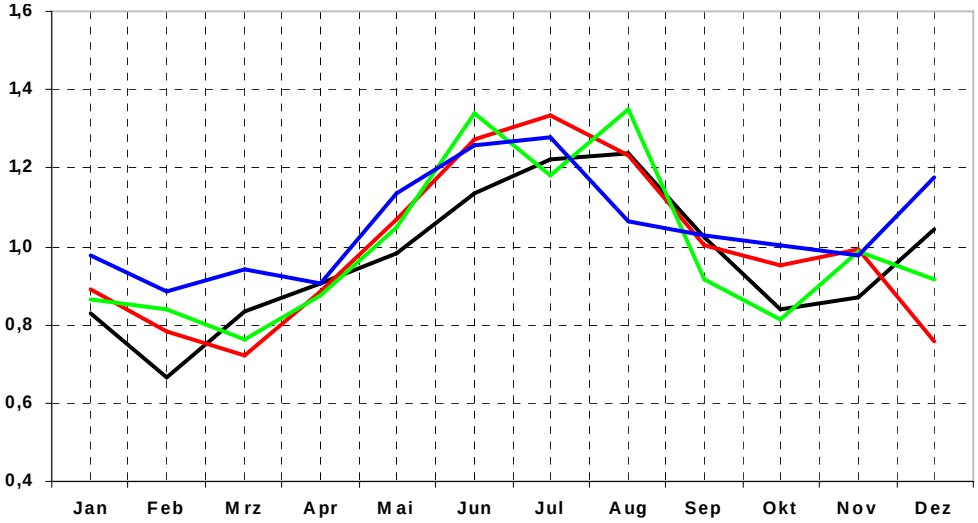


Abb. 10.18: Teileinzugsgebiet Kaub / Rhein: Entwicklung des Jahresgangs der Gebietsniederschlags-Monatssummen (standardisiert nach PARDÉ) im 20. Jahrhundert
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1901-2000)

Bei Gegenüberstellung der Entwicklung der Monatsmittel von Abfluss und Niederschlag im Jahresgang (Abb. 10.17 und 10.18) ist evident, dass im direkten Monatsvergleich mit Ausnahme von April, Juni und Juli alle Entwicklungstendenzen der mMQ durch analoge Entwicklungen (im Winter Zugewinne, im Spätsommer Abnahmen) bei den Niederschlägen induziert wurden, wobei leichte Umverteilungen vom Kernwinter in den Spätwinter bzw. Frühling durch Schneeretention bzw. Schneeschmelze eintreten. Zu beachten ist dabei, dass in der Abflussentwicklung *auch* der Wintermonate immer noch Abflussvolumina aus den klima-

und speicherbedingten saisonalen Umverteilungen im südlichen Rheingebiet enthalten sind. Somit gilt, dass die im Zusammenhang mit dem Oberrheinpegel Worms skizzierten

- veränderten Schneeschmelzcharakteristika
- im Verein mit den sich im Stromverlauf weiter verstärkenden Zunahmen der Winterniederschläge,
- begleitet von den in der fließenden Welle weiterhin enthaltenen Umverteilungselementen der alpinen Speicherwirtschaft

Abflusszunahmen auf breiter Front im Zeitraum von Dezember bis Juni erzeugen. Durch den kontinuierlichen Anstieg der mittleren Abflüsse insbesondere im Februar und März liegen die Abflüsse im Winter bereits über dem mittleren Jahresabfluss. Hierdurch wird die Änderung von einem nivalen zu pluvialem Regime deutlich.

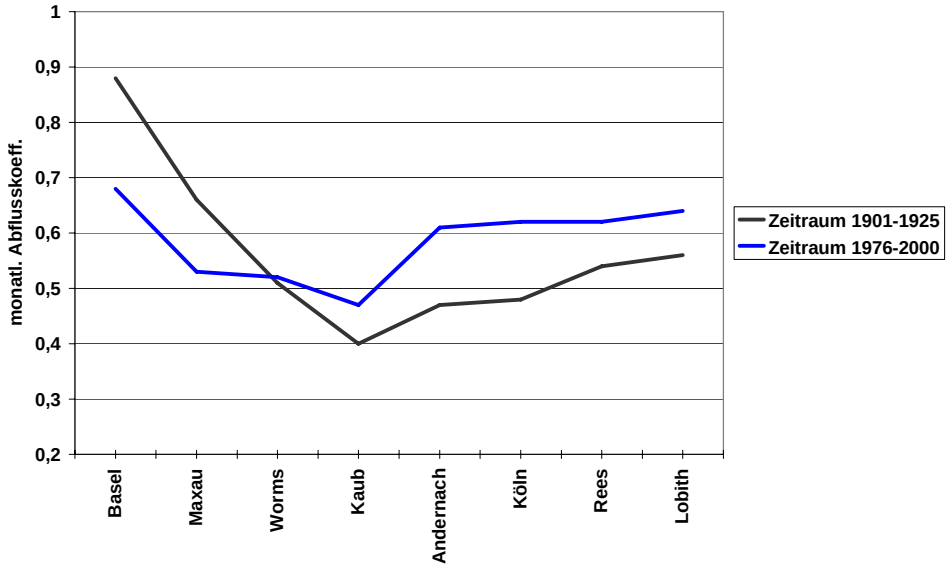


Abb. 10.19: Änderung der innerjährlichen Amplitude der monatlichen Abflusskoeffizienten im Stromverlauf des Rheins im Vergleich der Perioden 1901-1925 und 1976-2000

Die innerjährliche Schwankung der mMQ ist im gesamten Längsprofil des Rheins nirgends geringer als am Mittelrheinpegel Kaub. Dies belegt Abbildung 10.19. Bis Kaub ergänzen sich nivale und pluviale Regimeelemente und zeitigen ein sehr gleichmäßiges Abflussverhalten. Im Laufe des 20. Jahrhunderts ergeben sich hier allerdings durch die stromauf zunehmende „Pluvialisierung“ ganz offensichtlich Verschiebungen: Im südlich der Mainmündung gelegenen Rheingebiet herrschen nivale Verhältnisse vor. Dort führte eine zunehmend Gewicht erlangende Pluvialdynamik dann zu mehr Ausgeglichenheit im Abflussverhalten; die Amplitude fällt zum Ende des Jahrhunderts geringer aus als früher. Ab Kaub jedoch gewinnt das pluviale Element mit hohen Winter- und niedrigen Sommerabflüssen an Dominanz. Dadurch wird die pluviale Seite des Abflussregimes bei gleichzeitigem Bedeutungsverlust balancierender nivaler Elemente so weit verstärkt, dass eine stärkere innerjährliche Schwankungsbreite der mMQ daraus resultiert.

In Abbildung 10.20 wird in diesem Zusammenhang die Variabilitätsentwicklung im Mittel- und Niederrheingebiet unter Einbeziehung der oberrheinischen „Referenzpegel“ Maxau und Worms dargestellt. Abgeglichen werden dabei die Ergebnisse der Trendanalyse von Abflussmitteln und Niederschlagssummen. Offenbar wird, dass die Niederschlagsvariabilität im Rheingebiet von Süd nach Nord zunimmt und ausschließlich Jahres- und Winterhalbjahreszeiträume betrifft. Niemals jedoch ist diesbezüglich in der *Sommer*saison ein Trend nachzuweisen. Mit Ausnahme des Oberrheins prägt sich dieses Niederschlagsverhalten der fließen-

den Welle unter natürlicher, abflussbildungsbedingter Schwankungsdämpfung auf, so dass die Signifikanzen abgeschwächt werden, Trends aber zumeist erhalten bleiben.

Auffällig dabei ist, dass sich zahlreiche Trends des spannweitenorientierten Parameters *v* (robuster Variationskoeffizient) in den winterlichen Niederschlagsreihen in den MQ_W nicht wieder finden lassen, möglicherweise eine Folge retardierender Effekte von Schneedeckenaufbau bzw. -schmelze. Umgekehrt verweisen eine Reihe positiver Anstiegstrends in den MQ_S - ohne entsprechendes Pendant bei der Niederschlagsvariabilität - auf größere sommerliche Abflussschwankungen ohne Niederschlagsbeteiligung, eventuell in der Folge von Variabilitätserhöhung bei der klimatischen Wasserbilanz (vgl. Kap. 6).

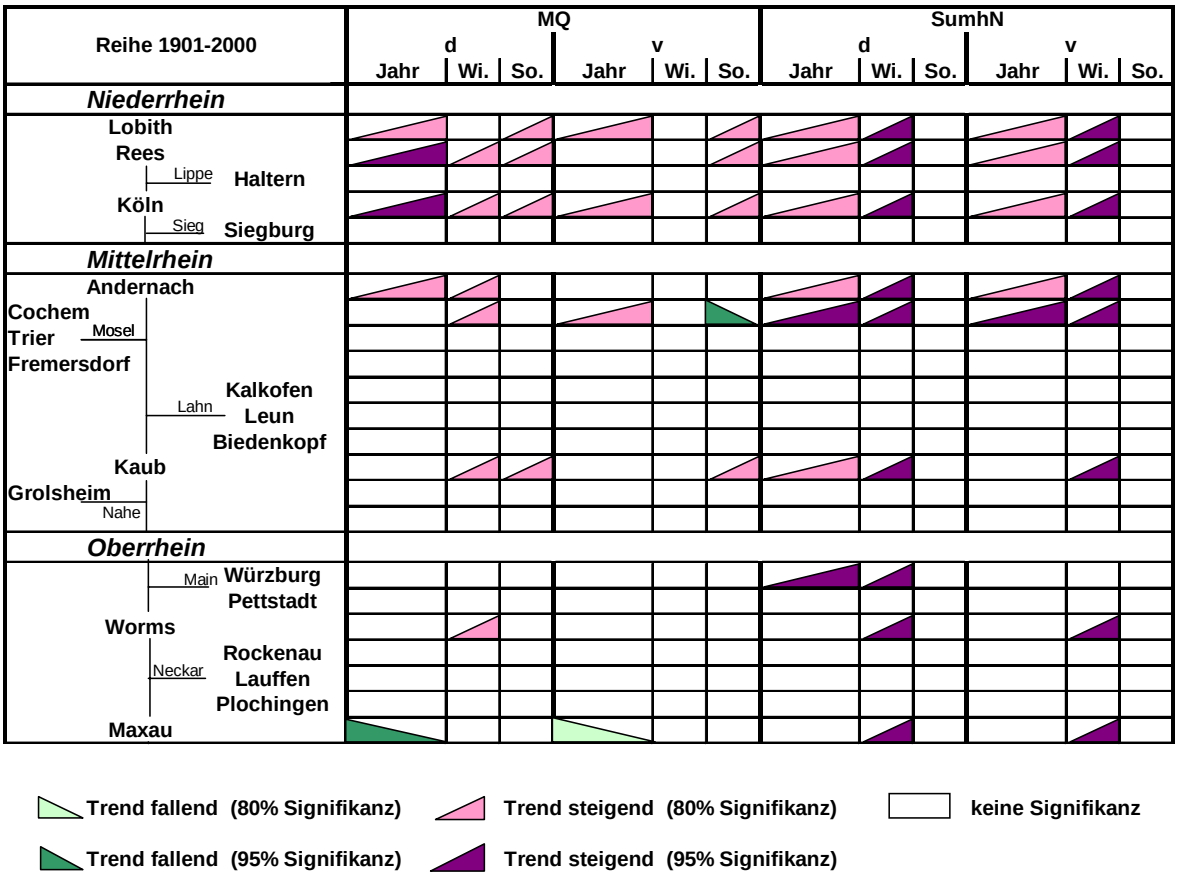


Abb. 10.20: Oberrhein- bis Niederrheingebiet: Trendentwicklung der Variabilität von Niederschlag und Abfluss im 20. Jahrhundert

Im Standarduntersuchungszeitraum/KR (in Abb. 10.20 nicht dargestellt) verschwinden alle Trendsignifikanzen mit Ausnahme einiger fallender Trends bei den MQ_J in den Stromabschnitten Oberrhein und Mittelrhein, was auf relativ schwankungsarme Verhältnisse in der zweiten Jahrhunderthälfte hinweist.

Die Ergebnisse in Abbildung 10.20 zeigen im Vergleich zum südlichen Rheingebiet (vgl. Abb. 10.7) zwar in ähnlicher, wenn auch in ausgeprägterer Weise, ansteigende Variabilität bei den Niederschlägen im 20. Jahrhundert. Wo sich dort allerdings im Widerspruch zur Niederschlagsentwicklung noch eine markante Abschwächung der Abflussvariabilität einstellte, verlief im pluvial geprägten nördlichen Rheingebiet im Gegensatz die Variabilitätszunahme der mittleren Abflüsse weitgehend niederschlagskonkordant.

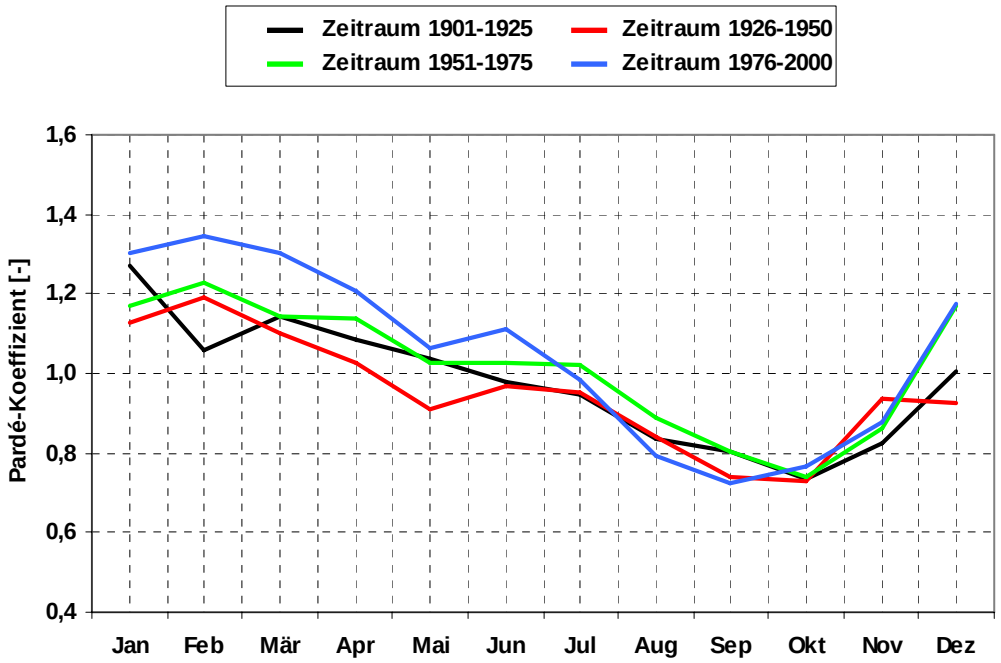


Abb. 10.21: Pegel Rees / Rhein: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1901-2000)

Den Endpunkt der Entwicklung im Stromverlauf zeigt Abbildung 10.21 am Beispiel des Niederrheinpegels Rees. Der innerjährliche Abflussgang erlaubt eine Klassifikation als zusammengesetztes („komplexes“) Regime 2. Grades des Typs „Regen-Schnee-Regime“. Das Jahresmaximum liegt im Februar, ein Nebenpeak im Juni. Das Minimum wird im September erreicht. Im Zeitabschnittsvergleich gibt es hinsichtlich der innerjährlichen Struktur mit Ausnahme der Abflussabschwächung im Hochsommer kaum Unterschiede zur vorangehenden Periode 1951-1975, wohl aber hinsichtlich des Niveaus der seitdem eingetretenen markanten Abflusserhöhungen von Dezember bis Juni. Deren Ursachen wurden bereits in Zusammenhang mit dem Mittelrheinpegel Kaub diskutiert. Da auch das Septemberminimum um einige Nuancen verringert erscheint, ergibt sich insgesamt eine Weitung der Ganglinienamplitude gegenüber früheren Zeiträumen, mithin ein weniger ausgewogenes Abflussverhalten.

Interessant ist im Zusammenhang mit den sommerlichen Abflussverringerungen auch die Beachtung der für abgesicherte Aussagen grundsätzlich weniger wertvollen, weil statistisch nicht durch Signifikanzbestätigung erhärteten Tendenzaussagen[XVI]: Von der Mainmündung an empfängt der Rhein zahlreiche Nebenflüsse, die ihre Einzugsgebiete (oder zumindest großflächige Anteilen davon) im Rheinische Schiefergebirge haben. Die westlich des Rheins gelegenen Nebenflussgebiet Nahe und Mosel und die großen Teileinzugsgebiete der Rheinpegel Kaub, Andernach, Köln, Rees, Lobith, welch letztere ja jeweils sehr ausgedehnte Flächen zwischen Pegelstandort und Rheinquelle repräsentieren, weisen in den Sommerhalbjahren noch schwach ansteigende Tendenzen bezüglich der verzeichneten Niederschlagssummen auf. Im Gegensatz dazu ist die Tendenz der Niederschlagsentwicklung in den Teileinzugsgebieten östlich von Mittel- und Niederrhein (Lahn, Sieg, Lippe) sowie der meisten Zwischeneinzugs-

[XVI] Hierbei musste zur Gewährleistung der Vergleichbarkeit der Aussagen der Bezugszeitraum wegen uneinheitlicher Datenverfügbarkeit auf die gemeinsam allenthalben gegebene Standardreihe 1951-2000 beschränkt werden.

gebiete[XVII] zwischen den Rheinpegeln stets negativ (Abb. 10.22). Dieses Phänomen korrespondiert mit den von PFISTER et al. (2004) festgestellten überproportionalen Niederschlagszugewinnen in westexponierten Mittelgebirgslagen im Rheingebiet. Diese profitieren stark von den im Zuge der Klimaänderung des 20. Jahrhunderts vermehrt auftretenden Westwetterlagen (vgl. auch Kap. 6). Dagegen verzeichnen ostexponierte Höhenzüge bzw. solche, die sich im Lee von westlicher vorgelagerten Erhebungen befinden, offensichtlich geringere Niederschlagssummen als in früheren Jahrzehnten.

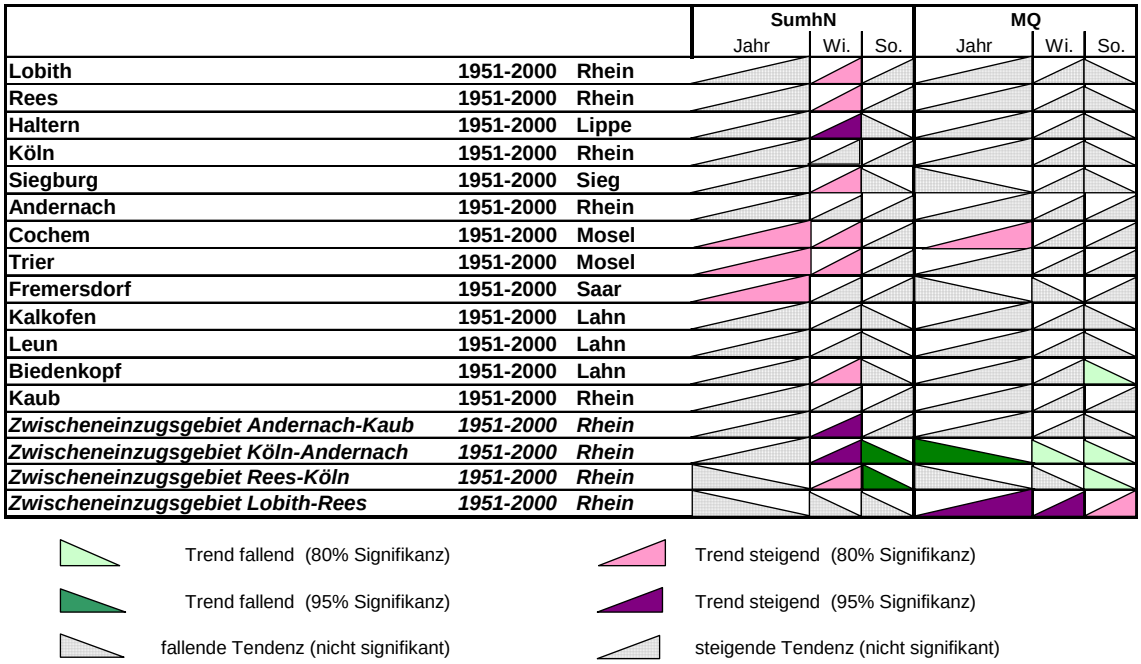


Abb. 10.22: Trends und Tendenzen bei mittleren Abflüssen und Gebietsniederschlagssummen im Mittel- und Niederrheingebiet, Zeitraum 1951-2000

Moselgebiet

Das hydrologische Regime des Moselgebietes weist ozeanischen Charakter auf. Die jährliche Gebietsniederschlagshöhe liegt mit 903 mm (1961/90) deutlich über derjenigen vergleichbarer Rheinzuflüsse nördlich von Basel (vgl. Main: h_N = 733 mm). Sie liegt an den Westhängen der Vogesen sogar bei Werten über 1.500 mm. Deshalb und wegen des geringen Speichervermögens wenig durchlässiger Gesteine reagiert das Moselgebiet mit stark wechselnden Abflüssen. Dies macht ein Vergleich von Abflusshauptwerten der Mosel am Pegel Trier und des Mains am Pegel Frankfurt deutlich. Bei nahezu gleichen Einzugsgebietsgrößen (23777 bzw. 24764 km²) ergibt sich ein 10 % kleinerer MNQ aber ein um 52 % größerer MQ bzw. 125 % größerer MHQ der Mosel gegenüber dem Main.

Die mittleren Abflüsse (MQ) zeigen über das 20. Jahrhundert hinweg für das Gesamtgebiet der Mosel, repräsentiert durch den Pegel Cochem, der rd. 95% des Einzugsgebiets kontrolliert, fast durchweg positive Entwicklungen. Signifikante Anstiege als Trends ergeben sich allerdings nur für MQ_J. Für das Moselgebiet bis Trier überwiegen noch die positiven Entwicklungen für MQ, allerdings sind für die MQ_S fallende Tendenzen zu verzeichnen. Im Standarduntersuchungszeitraum liegen, wie auch im Saargebiet (Pegel Mettlach-Fremersdorf)

[XVII] Das Zwischeneinzugsgebiet ist allein das Gebiet zwischen zwei Pegeln, z.B. zwischen Köln und Rees, ohne Berücksichtigung des quellwärtigen Anschlussgebietes, im Beispiel also ohne das Teileinzugsgebiet südlich von Köln.

mit Ausnahme des Anstiegstrends für MQ_J am Pegel Cochem keine signifikanten Entwicklungen bei den mittleren Abflüssen vor.

Die SumhN der Jahresreihen zeigen im gesamten Einzugsgebiet der Mosel Anstiegstrends. Dies gilt auch für die hydrologischen Winterhalbjahre; die Werte der Sommerhalbjahre offenbaren dagegen zwar ansteigende, aber keine signifikanten Entwicklungstendenzen.

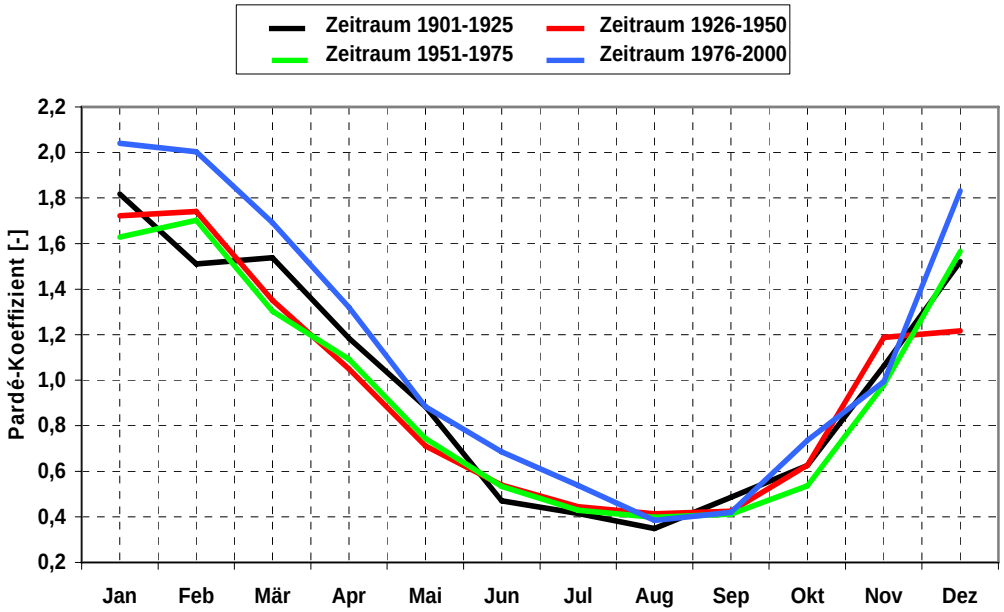


Abb. 10.23: Pegel Cochem / Mosel: Veränderung des Abflussregimes im 20. Jahrhundert
(Standardisierungsreferenz: Zeitraum 1901-2000)

Die Veränderungen im Abflussregime (Abb. 10.23) offenbaren eng mit der positiven Niederschlagsentwicklung verkoppelte Steigerungen nahezu aller mMQ, mit besonderer Intensität in den Wintermonaten. Bei ihrer Einmündung in den Rhein trägt die Mosel damit zur Stärkung der pluvialen Elemente im Abflusscharakter des Vorfluters bei.

10.1.3 Ausmaß der Veränderungen der mittleren Abflüsse im Überblick

Im Überblick für die großen Fließgewässer des Rheingebietes zeigt Tabelle 10.7 für die Hauptpegel der Untersuchung mit ihren 100jährigen Beobachtungsreihen als Auswertung der Trendanalyse die Größenordnung der jeweils im 20. Jahrhundert bei den mittleren Abflüssen eingetretenen Entwicklungen. Erkennbar ist dabei auch die gegebenenfalls jeweils vorhandene Signifikanz eines Trends.

Tab. 10.7: Trendauswertung: Veränderung der mittleren Abflüsse an Pegeln des Rheins und seiner Nebenflüsse, relativ (in Prozent) und in absoluten Zahlen mit Bezug auf den 100jährigen Zeitraum 1901-2000
(*kursiv*: keine Trendsignifikanz, unterstrichen: Trendsign. ≥80%, **fett:** Trendsign. ≥95%)

	Veränd. MQ_{Jahr}		Veränd. MQ_{Sommer}		Veränd. MQ_{Winter}	
	%	m³/s	%	m³/s	%	m³/s
Basel	*2,73*	*27,1*	-8,32	-111	**21,95**	**168**
Maxau	*2,99*	*35,3*	-8,78	-131	**20,52**	**204**
Worms	5,61	75,3	-6,27	-100	**21,59**	**254**
Würzburg	10,97	11,3	13,56	9,41	9,62	13,2
Kaub	11,08	171	*0,15*	*0,28*	**23,68**	**345**
Trier	*6,45*	*17,0*	*-4,22*	*-6,80*	*10,87*	*41,1*
Cochem	14,47	42,1	*9,49*	*15,4*	*16,44*	*69,3*
Andernach	13,30	248	*2,97*	*51,8*	23,11	448
Köln	12,36	240	*2,61*	*46,4*	21,38	436
Rees	10,77	229	*2,92*	*55,6*	17,66	405

Verglichen werden dabei die Abflüsse zu Beginn und zum Ende des 20. Jahrhunderts anhand der bei der Trendanalyse konstruierten Regressionsgeraden. Bezugsgröße ist daher stets nicht der MQ des Jahres 1901, sondern der Anfangswert der Regressionsgeraden im Jahre 1901. Mit dieser Methode verbunden ist ein stark generalisierender Effekt, der ungeachtet von Schwankungen der Einzeljahre das Ausmaß von Veränderungen gut offenbart. Ein präzises Aufrechnen der angegeben Abfluss-Einzelwerte von Sommer- und Winterhalbjahr gegeneinander mit dem Ziel, den Jahreswert zu bestimmen, ist vor diesem Hintergrund jedoch nicht sinnvoll.

Gut belegen lässt sich anhand der Tabellenangaben, dass sich im gesamten Rheinsystem im 20. Jahrhundert in der Summe Abflusssteigerungen ergeben haben, dass also mithin „mehr Wasser im System“ vorliegt. Erkennbar ist auch, dass sich diese Dargebotserhöhung im Stromverlauf erst nach der vornehmlich durch saisonale Umverteilung geprägten südlichen Flussgebietsregion mündungswärtig entwickelt: Relativ gesehen ist nach Einmündung der Mosel am Pegel Andernach der stärkste Abflusszugewinn (+13,3 %) zu verzeichnen.

10.2 Niedrigwasserextreme

Das langfristige Verhalten von Niedrigwasser-Extremsituationen im Rheingebiet wird dargestellt anhand der Untersuchungsergebnisse der Kenngrößen NM7Q und NM21Q[XVIII]. Es sind dies die Kürzel für die niedrigsten arithmetischen Mittel des Abflusses von 7 bzw. 21 aufeinanderfolgenden Tagen innerhalb eines Zeitabschnittes (Jahr, Halbjahr). Diese wichtige Kenngröße liefert zuverlässigere Werte als der taggenaue Minimalwert NQ, weil letzterer häufig

[XVIII] An dieser Stelle sei noch einmal darauf hingewiesen (vgl. auch Kap. 4.2.2), dass sich die Aussagen zum Niedrigwasserverhalten an den Vorgaben der DVWK-Regeln orientieren und dementsprechend die Zeiteinteilung der Niedrigwasserjahre zugrunde gelegt wird. Das Niedrigwasserjahr dauert von April bis März, die Sommersaison dauert hier von April bis September, der Winter von Oktober bis März.

durch Singularitäten (kurzfristige Störeinflüsse oder Meßfehler) ungenau ausfällt. Zudem wird durch die siebentägige Mittelung auch Verzerrung durch Bewirtschaftungseinfluss vermindert: Werden taggenaue Minimalwerte verwendet, dann beeinflusst z.B. Kraftwerksbetrieb diese statistische Größe stark, denn der Turbinendurchsatz der meisten Anlagen ist an Samstagen und Sonntagen deutlich geringer als an den übrigen Wochentagen. Dadurch würden diese Niedrigwasser-Abflusskenngrößen anthropogen massiv beeinflusst.

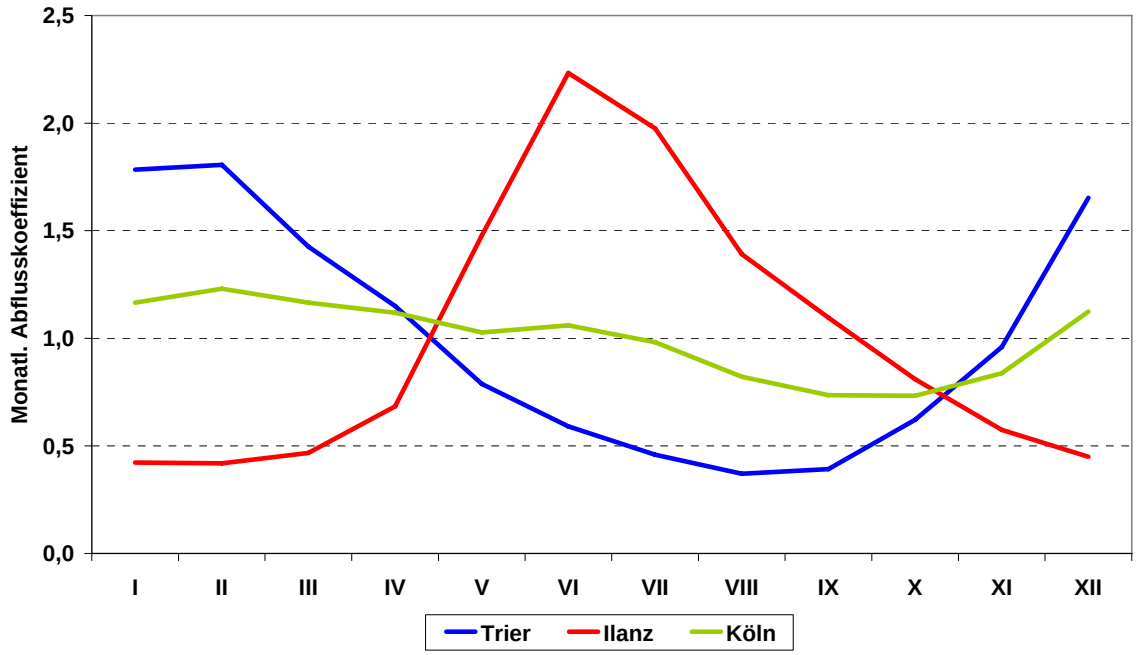


Abb. 10.24: Charakteristische Abflussregimetypen im Rheingebiet, Bezugsperiode 1951-2000

Zum Verständnis der Entwicklungen bei den Niedrigwasserextremen im 20. Jahrhundert ist die Kenntnis der wichtigsten Abflussregimetypen im Rheingebiet wesentlich (vgl. hierzu auch Kap. 8). Es sind dies die in Abbildung 10.24 visualisierten Typen

- nivales Schneeregime des Berglandes, dargestellt am Beispiel Ilanz (Vorderrhein), mit sehr weiter Schwankungsamplitude, eingipfelig mit Maximum infolge Schneeschmelze im Sommer und Minimum infolge Schnee- und Eisfixierung des Oberflächenwassers in den Wintermonaten;
- pluviales ozeanisches Regenregime, dargestellt am Beispiel Trier (Mosel), mit weiter Schwankungsamplitude, eingipfelig, mit Maximum in den milden regenreichen Wintermonaten und Minimum infolge starker Evapotranspiration im Sommer;
- ausgeglichen-pluviales Mischregime („Komplexregime 2. Grades“) des Regen-Schnee-Typs, dargestellt am Beispiel Köln (Rhein), zweigipfelig, mit Hauptmaximum im Spätwinter und Minimum im Herbst.

Daneben gibt es zahlreiche Mischformen dieser Regimetypen.

Demnach fällt die jeweils typische Niedrigwasserzeit je nach Gewässer und Region in unterschiedliche Saisonabschnitte des Jahres. Eine Entwicklung hin zu ausgeprägteren Extremen im Jahrhundertverlauf erfolgt dann, wenn die Veränderungen der klimatischen und sonstigen Rahmenbedingungen bei der Abflussbildung jeweils diese niedrigwassersensible Jahreszeit betrifft.

Die Piktogramme in Abbildung 10.1c und 10.1d zeigen ganz überwiegend positive Tendenzen, oft auch hochsignifikante Trends bei den Niedrigwasserkenngrößen. Demnach herrschte

im Rheingebiet im 20. Jahrhundert eine Entwicklung zur Abmilderung von Niedrigwasserextremen.

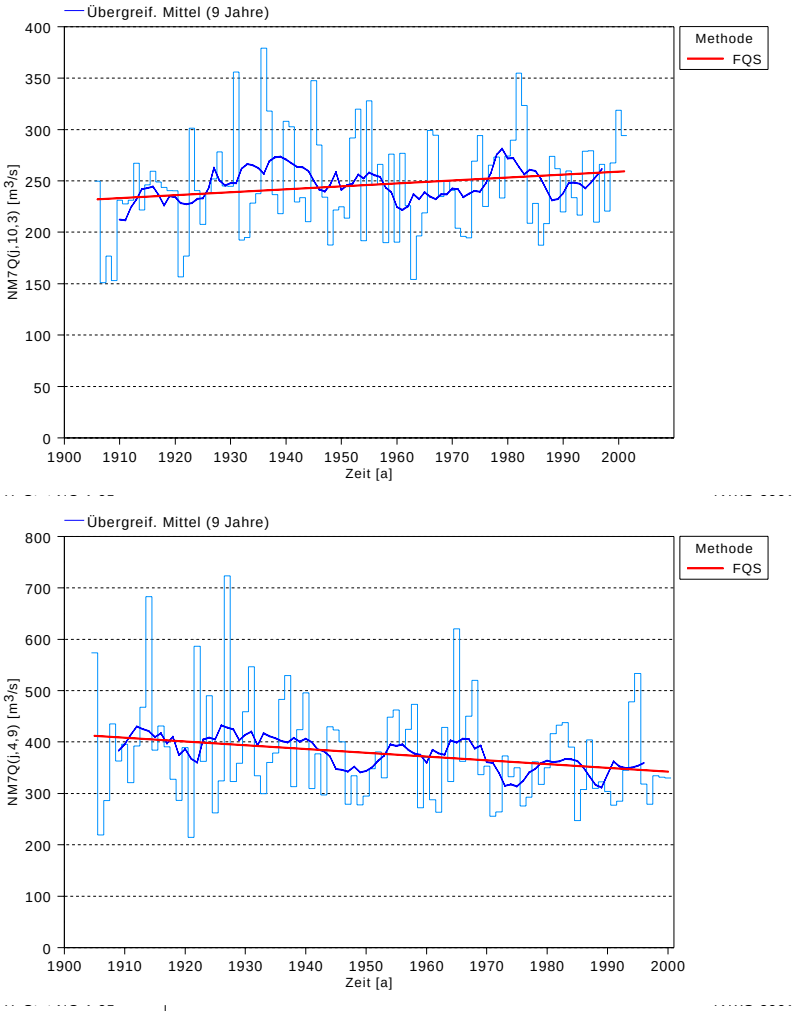


Abb. 10.25: Pegel Untersiggenthal / Aare: NM7Q-Exremabflüsse unter Bezug auf (oben) Winter- und (unten) Sommerhalbjahr, Periode 1905-2000
Jahres- bzw. Halbjahresreihe — 9jähriges übergreifendes Mittel — Trend

In den typischen nivalen Regimebereichen des südlichen Rheingebiets bewirken die in den Kapiteln 10.1.1 *ff.* dargestellten Wirkprozesse eine Abfluss-Umverteilung vom wasserreichen Sommer in den abflussarmen Winter und bewirken eine effektive Niedrigwasseraufhöhung. Es entstehen im Winterhalbjahr ansteigende Trends auf niedrigem und im Sommer fallende Trends oder Tendenzen auf hohem Abflussniveau, wie das Beispiel der Aare am Pegel Untersiggenthal zeigt (Abb. 10.25). Der einschlägigen Methodik der Stichprobenzusammenstellung für Extremwertreihen folgend sind die Jahresserien in diesen Regionen zumeist mit den gegenüber den Sommerabflüssen nach wie vor niedrigeren Winterwerten bestückt und verhalten sich dementsprechend in der Regel analog den Winterhalbjahresergebnissen.

In den pluvial geprägten Gebieten, typischerweise also den meisten Nebenflüssen vom Oberbis zum Niederrhein, ist Sommerzeit Niedrigwasserzeit. Wie in den Kapiteln 10.1.1 *ff.* gezeigt sind die Sommermonate auch diejenigen, die von den allgemeinen Niederschlagszunahmen im Rheingebiet am wenigsten profitierten, teilweise gibt es hier auch Abnahmetendenzen. Abflüsse auf niedrigem Niveau sprechen sensibel auf Störeinflüsse an, sei es mit positiver wie negativer Abflussreaktion.

So genügen im Neckarraum Zufuhren von geringen Überleitungsmengen bereits zur Änderung von Trends, gezeigt am Beispiel Lauffen/Neckar: Eine in gleicher Weise wie in Abbildung 10.13 für MQ am Pegel Rockenau vorgenommene Bereinigung der NM7Q- und NM21Q-Serien um die übergeleiteten Volumina aus den Trinkwasserüberleitungen aus dem Donau- und Bodenseeraum, vorgenommen in mehreren Schritten analog den wesentlichen Ausbaustufen des Versorgungsnetzes, hebt nicht nur die Signifikanz aller berechneten Anstiegstrends auf, sondern verkehrt sogar die ausgewiesenen Tendenzen mit Ausnahme der Winterserie NM21Q ins Gegenteil, also in absinkende Richtung (Abb. 10.26).

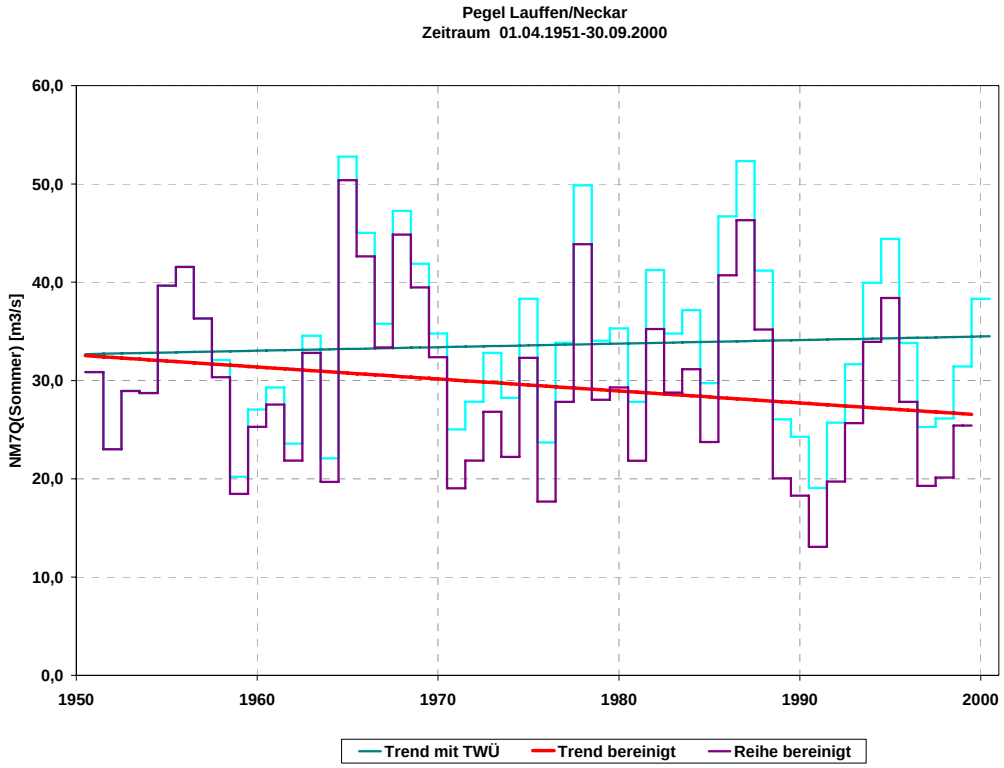


Abb. 10.26: Trend und Trendumkehr für die sommerhalbjährliche NM7Q-Reihe des Neckar am Pegel Lauffen vor dem Hintergrund der bestehenden Trinkwasserüberleitung, Zeitraum 1951-2000

Auf die Empfindlichkeit abflussschwacher Niedrigwassersituationen gegenüber Störeinflüssen deuten auch die Ergebnisse der Sprunganalyse der Niedrigwasserkenngröße NM7Q (Abb. 10.1m – 10.1r): Es wird eine breite Streuung der Eintrittszeitpunkte von Sprüngen ausgewiesen, die selten und ohne Häufigkeitsschwerpunkt mit Bruchpunkten in den Niederschlagsreihen in Verbindung zu bringen sind. Stattdessen gelingt nicht selten eine Zuordnung von anthropogenen Eingriffen zu derartigen Bruchpunkten, beispielsweise im Zusammenhang mit Kraftwerksbau (Atomkraftwerk Cattenom: Trier/Mosel), Talsperreneinrichtung (Talsperren „Kleine Kinzig“: Schenkenzell/Kinzig) oder gesteuerter Wasserüberleitung zwecks Niedrigwasserstützung (Kanalwasserüberleitung: Haltern/Lippe). Zahlreiche Details finden sich in den Einzeltexten des Anhangs.

Im Falle der komplexen Abflussregimes, typischerweise vorhanden in diversen Einzeltypen in den verschiedenen Stromabschnitten des Rheins, nimmt mit zunehmender Entfernung vom Alpenraum, d.h. mit zunehmender Pluvialität, die Trendsignifikanz der Niedrigwasserkenngrößen ab. Dies geschieht im wesentlichen aus zwei Gründen:

- Im Rheingebiet zeigen, wie in Kap. 10.1.2 dargestellt, mündungswärtig auch die sommerlichen Gebietsniederschläge abnehmende Tendenz.

- Zudem schwindet angesichts der bereits beschriebenen saisonalen Umverteilung im südlichen Rheingebiet die volumenmäßige Bedeutung der vom Hochrhein herrührenden sommerlichen Abflussspitzen. Dies gilt sowohl absolut für sich genommen als auch relativ gesehen aufgrund der Vergrößerung des Anteils der Abflüsse aus dem wachsenden Einzugsgebiet mit zunehmender Entfernung von den Alpen.

Tab. 10.8: **Saisonalitätsindex nach BURN / Wahrscheinlichste NM7Q-Eintrittstermine** [XIX]
(KW = Kalenderwochen)

	Periode 1901-1925		**Periode 1926-1950**		**Periode 1951-1975**		**Periode 1976-2000**		**zeitliche Veränderung**
	Eintritts-woche [KW]	P	Ein-tritts-woche [KW]	P	Eintritts-woche [KW]	P	Eintritts-woche [KW]	P	[in Wochen]
Diepoldsau			6	0,89	4	0,89	2	0,85	4
Rekingen	6	0,77	4	0,86	3	0,65	5	0,78	-1
Untersiggenthal	51	0,73	52	0,76	51	0,73	50	0,69	1
Basel	2	0,73	2	0,80	52	0,65	1	0,71	1
Maxau	1	0,7	1	0,77	48	0,69	47	0,50	6
Rockenau					42	0,65	41	0,84	1
Worms	1	0,68	52	0,73	48	0,65	44	0,66	9
Würzburg	31	0,67	36	0,57	35	0,69	35	0,79	-4
Kaub	51	0,62	51	0,71	46	0,67	43	0,69	8
Cochem	33	0,83	35	0,83	36	0,79	35	0,85	-2
Andernach	47	0,66	51	0,51	45	0,58	42	0,75	5
Köln	46	0,65	50	0,49	45	0,58	42	0,75	4
Rees	45	0,55	50	0,49	45	0,53	42	0,75	3
Lobith	46	0,58	51	0,36	45	0,55	42	0,71	4

Veränderungen haben sich im 20. Jahrhundert auch bezüglich der Eintrittstermine von Niedrigwasserextremen im Rheingebiet ergeben. Dazu erlaubt die in Kapitel 4.3.2.5 vorgestellte Methode nach BURN die Ermittlung des wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunktes für ein Extremereignis einschließlich der Aussage, mit welcher Wahrscheinlichkeit (Stabilitätsmaß) dafür, dass das Ergebnis tatsächlich an diesem Tag im Jahr eintritt. Da NM7Q-Werte analysiert werden, genügt hier die Kenntnis der wahrscheinlichsten Eintrittswoche. In Tabelle 10.8 sind daher die jeweiligen Kalenderwochen eines Jahres (1. Kalenderwoche (KW) = 1.1.-7.1.) verzeichnet. Angegeben wird auch die Veränderung des Eintrittszeitpunktes im Zeitraum 1926-2000 (in Wochen).

Zentrale Aussage der Saisonalitätsauswertung in Tabelle 10.8 ist, dass es im Rheingebiet im 20. Jahrhundert

mit Ausnahme von Main und Mosel eine klar erkennbare Entwicklung hin zur zeitlichen Vorverlegung der Eintrittszeitpunkte für Niedrigwasserextreme gibt, die am ge-

[XIX] Zu beachten ist hier, dass es sich nicht um die Auswertung von Mittelwerten des Abflusses handelt, sondern um die wahrscheinliche Eintrittstermine von Extremwerten unterschiedlich hoher Auftretensstabilität; somit sind auf den ersten Blick irritierende Verschiebungen gegenüber den Angaben z.B. bei der Abflussregime-Auswertung möglich.

ringsten im Hochrhein ausfällt und sich im Oberrhein stromab von Basel und im anschließenden Mittelrhein auf ein Maximum von bis zu 9 Wochen verstärkt, um im Niederrhein wieder auf 3-4 Wochen verringert. für den Hochrhein am Pegel Rekingen ist eine Verzögerung um eine Woche zu konstatieren, welche möglicherweise mit retardierenden Effekten des unmittelbar stromauf liegenden Bodensees zusammenhängt. Die Werte bezüglich der Auftretensstabilität bzw. Eintrittswahrscheinlichkeit an dem ausgewiesenen Wochenzeitpunkt verbessert sich im Jahrhundertverlauf größtenteils.

10.3 Hochwasserextreme

Die Untersuchung der Hochwasserextreme geschieht anhand der Kenngröße Hochwasserscheitel (HQ). Für HQ-Extreme besteht über das 20. Jahrhundert gesehen insgesamt deutliche Anstiegstendenz (Abb. 10.1e). Diese Zunahme ist in den Winterhalbjahren im allgemeinen von noch höherer Trendsignifikanz als in den zumeist bereits schon gut abgesicherten Jahresserien. Bei Verkürzung der Untersuchungsperiode auf die „KR"-Standardperiode 1951-2000 (Abb. 10.1f) schwächt sich die Trendbestätigung allgemein ab. Darüber hinaus besteht gerade bei Zugrundelegung der KR-Serien auch ein räumliches Signifikanzgefälle rheinabwärts. In der Sommersaison und bei Jahresbezug ist unterhalb von Worms keine Trendidentifizierung mehr möglich, wiewohl tendenzielle Zunahmen durchweg erhalten bleiben.

Dass diese tendenziellen Zunahmen substanzielle Bedeutung haben, belegt der Rhein am Pegel Andernach unterhalb der Moselmündung: Die dort ausgewiesene (nicht signifikante) Anstiegstendenz der HQ_S besteht bei einer durchschnittlichen, aber eben nicht als regelhaft zu bestätigenden Zunahme von 0,26% pro Jahr; in der Periode 1951-2000 bedeutet das eine Erhöhung der sommerlichen Hochwasserscheitel um insgesamt 463 m³/s.

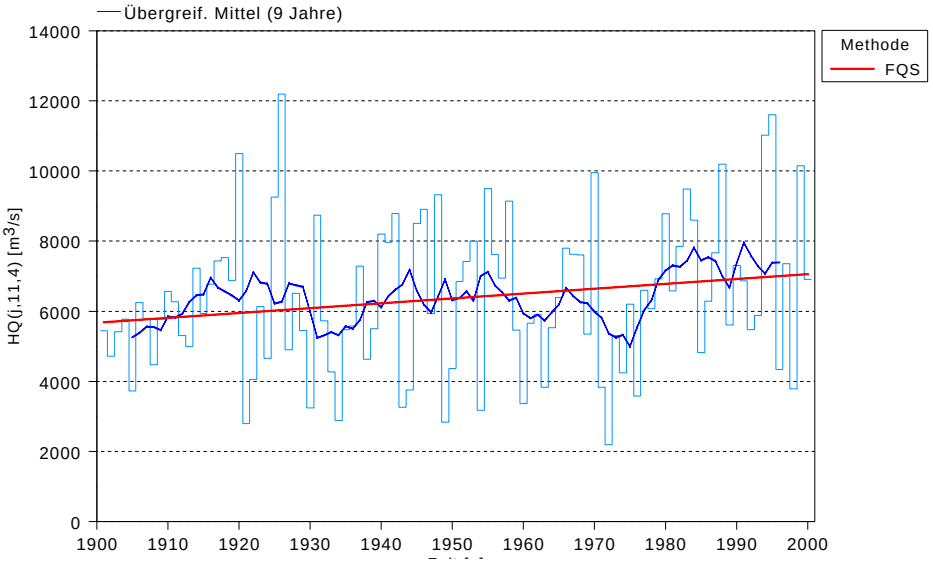


Abb. 10.27: HQ-Scheitel am Pegel Rees/Rhein: 9-jähriges gleitendes Mittel und Trend der Winterhalbjahresserie im 20. Jahrhundert

Die Entwicklung im 20. Jahrhundert wird am Beispiel des Niederrheinpegels Rees, dessen Einzugsgebiet von 158980 km² ein Abfluss-Integral von über 85% des gesamten Rheingebietes darstellt, verdeutlicht. Abbildung 10.27 zeigt in diesem Zusammenhang die auf einem Signifikanzniveau von 95% trendgesicherten Erhöhungen der HQ-Scheitel der Winterhalbjah-

re. Gut erkennbar ist, dass die positive Entwicklung entscheidend den Zunahmen in den letzten 25 Jahren des 20. Jahrhunderts geschuldet ist. Dies bestätigt sich nicht allein am Niederrhein, sondern ist auch Faktum in den südlicher gelegenen Stromabschnitten, wie das Beispiel des Oberrheinpegels Maxau belegt (Abb. 10.28).

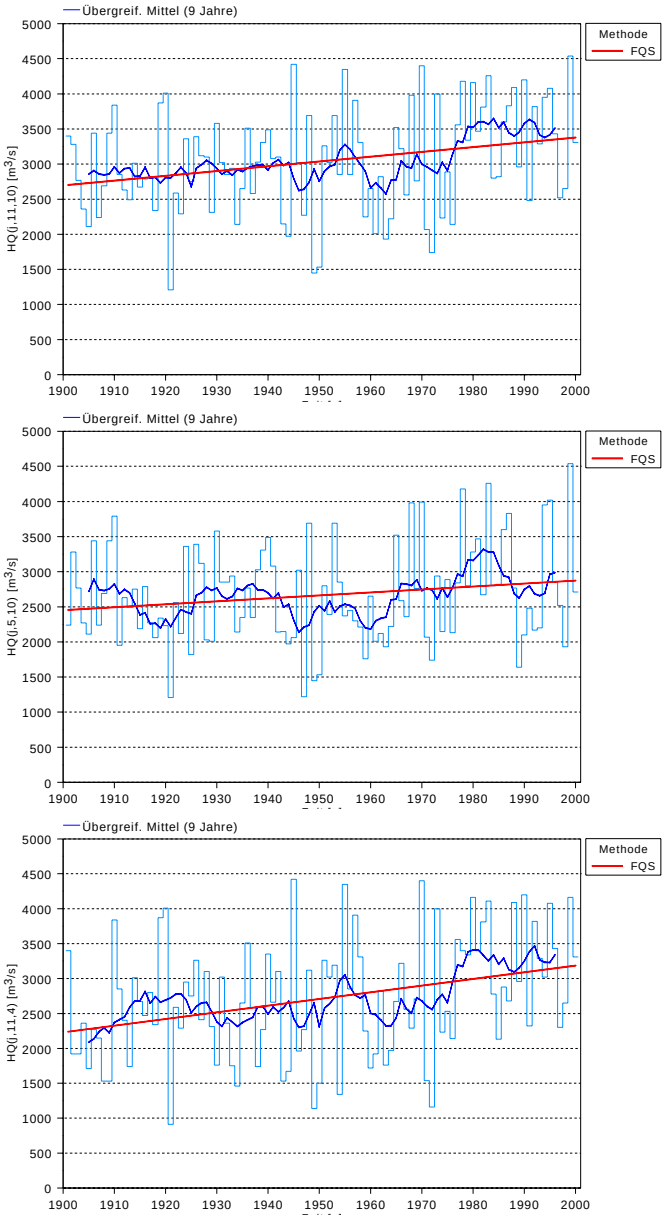


Abb. 10.28: HQ-Scheitel am Pegel Maxau/Rhein: 9-jähriges gleitendes Mittel und Trend der Jahres-, Winter- und Sommerhalbjahresserien im 20. Jahrhundert

Die besondere Bedeutung dieses Zeitraums 1975-2000 wird auch dadurch bestätigt, dass sich sowohl bei den KR- als auch den LR-Untersuchungszeiträumen bei den HQ-Scheitelserien ein deutliches Häufigkeitsmaximum der signifikanten Bruchpunkte in der Mitte der 70er Jahre einstellt. Dieses korrespondiert mit einem ähnlichen Häufigkeitsmaximum in den KR der Gebietsniederschlagssummen.

Neben den Gebietsniederschlagssummen wird allgemein auch das Verhalten der Starkniederschläge für die Hochwasserentstehung von Bedeutung. In vorliegender Studie wurde der Fak-

tor Starkregen mit Monatsbezug erfasst. Auf diese Weise gelingt es, insbesondere die großdimensionierten über mehrere[XX] Tage hinweg bestehenden advektiven Niederschlagsereignisse, die allein den Hochwasserabflüssen großer Gebiete entscheidende Impulse verleihen (BRONSTERT et al., 2004), zu berücksichtigen, weil sie die Monatssummen stark beeinflussen. Kürzere Spitzenniederschläge dagegen, welche eher von kleinräumiger Hochwasserrelevanz sind, werden im Gegenzug durch die mit dem Monatsbezug einhergehenden Mittelungseffekte eher unterdrückt. Abbildung 10.29 zeigt anhand eines Vergleichs an den LR vorliegender Studie, dass die Aussage von GÜNTHER (2004), der über eine Zunahme der Starkniederschläge in Süd- und Südwestdeutschland im Winterhalbjahr bei geringer Veränderung derselben im Sommer berichtet, voll bestätigt werden kann. Darüber hinaus besteht auch stromab in den nördlichen Teilen des Rheineinzugsgebietes eine identische Entwicklung.

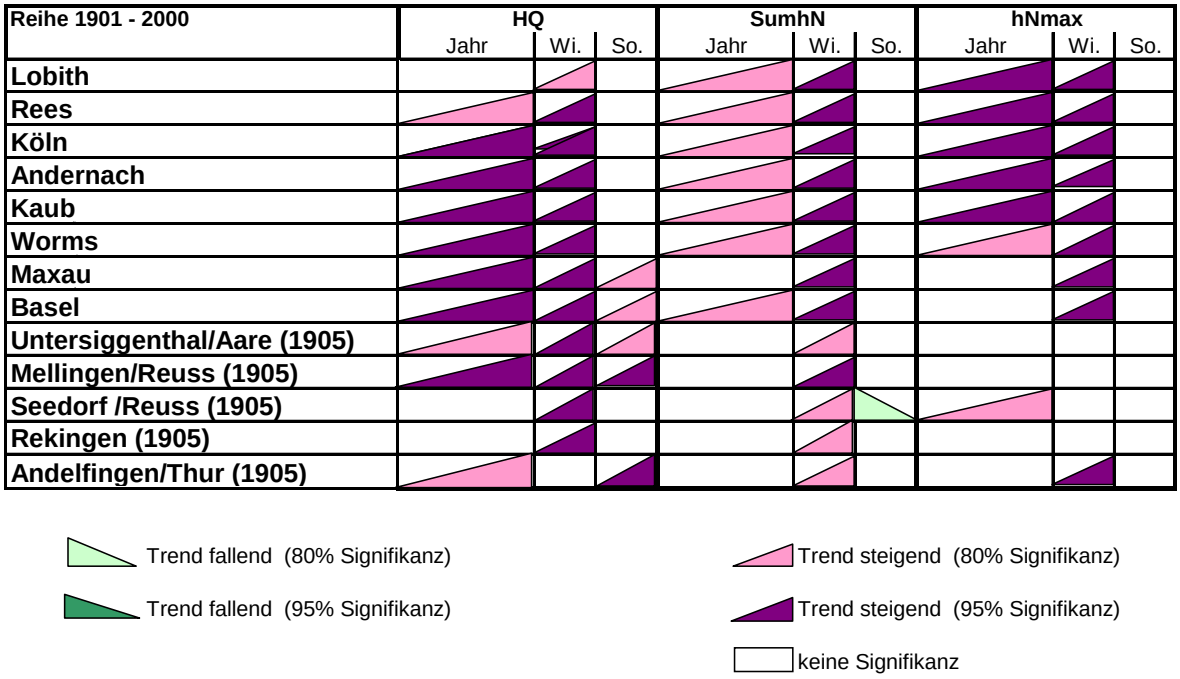


Abb. 10.29: Ergebnisse der Trendanalyse für HQ-Scheitel, Gebietsniederschlagssummen (SumhN) und höchste Monatsniederschläge eines Bezugszeitraums (hNmax) im Rheingebiet im 20. Jahrhundert

Darüber hinaus wird auch deutlich, dass neben dem engen Zusammenhang mit der Entwicklungsdynamik der Niederschlagsgrößen weitere variierende Faktoren existieren, die den Charakter des festzustellenden Anstiegs der Hochwasserentstehung beeinflussen. Zumindest ist Abbildung 10.28 zu entnehmen, dass auch ein Zusammentreffen identischer, gut abgesicherter Anstiegstrends bei sumhN und hNmax nicht immer identisch starke Trends beim HQ-Anstieg hervorrufen müssen (Beispiel Lobith, Winterhalbjahr). Andersherum werden gut abgesicherte HQ-Erhöhungstrends ausgewiesen, denen keine entsprechende Niederschlagsentwicklung gegenübersteht. Am deutlichsten ist Letzteres an den Ergebnissen zum Oberrhein (Pegel Maxau) abzulesen, aber auch sonst im südlichen Rheingebiet verbreitet anzutreffen.

Möglicherweise spielen hier Flussbaumaßnahmen und daraus resultierende Änderungen der Hochwasser-Scheitellaufzeiten eine größere Rolle, die bezüglich ihrer Folgewirkungen insbesondere am Oberrhein zwischen Basel und Maxau gut untersucht sind (z.B. HSK 1978 oder BELZ et al. 1999; vgl. auch Kap. 9). Daneben ist zu beachten, dass in vorliegender Studie gerade im Alpen- und Hochrheingebiet auch kleinere Teileinzugsgebiete strukturiert sind, in

[XX] nach KRAHE et al., (2004) beträgt dieser Zeitraum bis zu 30 Tage

Abb. 10.29 (z.B. Seedorf und Andelfingen). Diese reagieren nach BRONSTERT et al. (2004) gerade auch auf kürzere, heftige Extremniederschläge, die in den hNmax-Monatssummen nivelliert werden können, mit einer kräftigeren Hochwasser-„Antwort“.

Tab. 10.9: Saisonalitätsindex nach BURN / Wahrscheinlichste HQ-Eintrittstermine [XXI]

	Periode 1901-1925		Periode 1926-1950		Periode 1951-1975		Periode 1976-2000		zeitliche Veränderung
	wahrscheinliches Eintrittsdatum [tt.mm.]	P	wahrscheinliches Eintrittsdatum [tt.mm.]	P	wahrscheinliches Eintrittsdatum [tt.mm.]	P	wahrscheinliches Eintrittsdatum [tt.mm.]	P	[in Wochen]
Diepoldsau			23.07.	0,75	16.07.	0,84	02.08.	0,77	-1
Rekingen	09.07.	0,56	09.07.	0,51	14.07.	0,55	12.07.	0,46	-1
Untersiggenthal	22.06.	0,56	29.06.	0,56	11.07.	0,39	01.06.	0,26	3
Basel	19.06.	0,46	07.07.	0,37	23.07.	0,25	24.05.	0,14	4
Maxau	07.05.	0,1	14.06.	0,30	21.02.	0,04	12.02.	0,23	12
Rockenau			-	-	04.02.	0,43	26.01.	0,64	2
Worms	05.04.	0,21	22.02.	0,15	13.02.	0,21	04.02.	0,53	9
Würzburg	08.02.	0,88	05.02.	0,64	11.02.	0,67	31.01.	0,72	1
Kaub	23.02.	0,51	31.01.	0,43	02.02.	0,49	02.02.	0,69	3
Cochem	13.01.	0,78	05.01.	0,72	24.01.	0,72	17.01.	0,72	-1
Andernach	07.02.	0,65	16.01.	0,71	29.01.	0,62	18.01.	0,68	3
Köln	28.01.	0,65	16.01.	0,71	29.01.	0,62	19.01.	0,69	2
Rees	12.02.	0,61	21.01.	0,72	25.01.	0,59	25.01.	0,65	3
Lobith	12.02.	0,61	22.01.	0,72	29.01.	0,62	27.01.	0,65	2

Abweichungen in den Scheitel-Laufzeiten führen zu unterschiedlichem Aufeinandertreffen von Hochwasserscheiteln aus den Nebenflüssen im Rhein. In diesem Zusammenhang gibt Tabelle 10.9 Hinweise zu Zeitpunkt, Eintrittsstabilität (Eintrittswahrscheinlichkeit) und terminlichen Veränderungen im 20. Jahrhundert. Wichtig ist bei der Interpretation der Tabelleninhalte die Beachtung der Tatsache, dass es sich hier um probabilistische Angaben handelt. Um Scheingenauigkeiten zu vermeiden, wurden daher auch die Angaben zur Verschiebung der wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte in der letzten Tabellenspalte in Wochen vorgenommen, obwohl es bei der Behandlung von Hochwasserthemen in aller Regel auf Tage und Stunden ankommt.

[XXI] Zu beachten ist hier, dass es sich nicht um die Auswertung von Mittelwerten des Abflusses handelt, sondern um die wahrscheinliche Eintrittstermine von Extremwerten unterschiedlich hoher Auftretensstabilität; somit sind auf den ersten Blick irritierende Verschiebungen gegenüber den Angaben z.B. bei der Abflussregime-Auswertung möglich.

Erkennbar wird, dass oberhalb der Aaremündung und in der Moselmündung im 20. Jahrhundert eine leichte Tendenz zur zeitlichen Rückverlegung der Hochwasser-Eintrittszeitpunkte gegeben hat. Das heißt, die Hochwasserscheitel trafen an den Pegeln zu einem späteren Zeitpunkt ein als noch in der ersten Hälfte des Jahrhunderts. Im weitaus größten Teil des Rheingebietes dagegen besteht umgekehrt eine Entwicklung zur Vorverlegung. Das bedeutet nicht in jedem Fall, dass damit auch verkürzte Scheitellaufzeiten verbunden sind. Vielmehr kann auch bei einem früheren Eintrittszeitpunkt eine unverändert lange Laufzeit zugrunde liegen, wenn die Genese der Hochwasserwelle zeitlich parallel vorverschoben war.

Bezüglich eines eventuellen Aufeinandertreffens und damit verbundenen Aufsteilens zweier Hochwasserwellen deutet sich aus der Tabelle beispielsweise im Falle von Oberrhein und Main ein Zusammenrücken an[XXII], dagegen im Falle von Hochrhein und Mosel eine Entzerrung im Jahrhundertverlauf.

Mit Ausnahme der Strecke zwischen Neckar- und Moselmündung zeigt sich im Jahrhundertverlauf eine Abschwächung der Stabilitätsmaße P, mithin also eine größere zeitliche Variabilität der Eintrittszeitpunkte. Die niedrigsten Werte für P, mithin also die geringsten Eintrittswahrscheinlichkeiten für das jeweilig ausgewiesene Datum, werden im Übergangsbereich zwischen nivalem und pluvialem Abflussregime von der Aaremündung bis Maxau ausgewiesen. Zeigen schon die höheren P-Werte (stets unter 0,8) in der Tabelle keine besonders gute Stabilität an, sind sie hier derartig niedrig, dass die Aussagekraft der Datumsangaben zum Eintrittszeitpunkt nicht mehr für eine seriöse Aussage ausreicht.

[XXII] Bei einer taggenauen Auswertung, die, wie erwähnt, aufgrund der probabilistischen Natur der Daten nicht unmittelbar die Realität widerspiegelt, lagen die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte der HQ-Scheitel bei Worms (Rhein) und Würzburg (Main) in der Periode 1926-1950 noch um durchschnittlich 56 Tage auseinander, zum Ende des Jahrhunderts nur mehr um 5 Tage.

11 Ausblick

Statistische Ergebnisse sind von ihrem Wesen her niemals präzise Ergebnisse, sie erlauben allerdings die Überprüfung von Hypothesen und das Erkennen von Zusammenhängen, liefern dabei jedoch keine exakten Beweise. In diesem Kontext ist vorliegende Studie als Grundlagenarbeit zu verstehen. Viel wäre erreicht, wenn die Ergebnisse Anstöße für weitergehende Arbeiten darstellen würden oder inhaltlich zur Weiterentwicklung, Ergänzung oder Abrundung anderer Untersuchungen beitragen können.

In der Tat zeigen die Resultate dieses Projektes über die einzugsgebietsweiten Veränderungen im Abflussregime des Rheins zahlreiche Ansatzpunkte für weitergehende Untersuchungen auf, um vorhandene Wissenslücken zu schließen oder Zusammenhänge besser zu erhellen. Konkret sind dies Feld- und Grundlagenarbeit zur Ausleuchtung von Wirkprozessen sowie der Einsatz wasserhaushaltlicher Modelle zwecks Simulation des Prozessgefüges im Abflussgeschehen. Diese sind notwendig, um über gesicherte Interpretation des abgelaufenen hydrologischen Geschehens weiter erfolgreich die Optimierung prognostischer Modelle betreiben zu können. Und gerade vor dem Hintergrund der vieldiskutierten Fragen um Klimaänderung resp. Klimavariation besteht hinsichtlich Vorhandensein, Aussagekraft und Zuverlässigkeit dieser prognostischen Modelle ein besonderer Bedarf.

Ein wesentlicher Grundstock für das Projekt „Das Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert“ war naturgemäß der reiche Bestand an hydrologischen und hydrometeorologischen Daten im Rheingebiet, der vielleicht weltweit in dieser Form kein zweites Mal vorliegt. Ungeachtet der relativen Güte des vorgefundenen Materials zeigte sich dennoch vielfach Optimierungsbedarf. Insofern ist es den Autoren ein besonderes Anliegen, auf die dringende Notwendigkeit konsequenten Qualitätsmanagements sowohl bei der Erhebung als auch bei der Pflege dieser Daten hinzuweisen. Nicht die (sicherlich an sich stets auch wünschenswerte) Menge an Daten allein sollte dabei das Ziel sein, sondern vielmehr auch, die Richtigkeit (Fehlerfreiheit), Aussagekraft (räumliche und zeitliche Repräsentanz) und Verfügbarkeit dieser Daten sicherzustellen. Es ist dies eine Arbeit, die sicherlich wenig öffentliche Reputation und zahlreiche weitere unattraktive Aspekte verspricht, nichtsdestotrotz ist sie von größter Bedeutung nicht nur für die Wissenschaft, sondern auch für die auf deren Erkenntnissen beruhende hydrologische Praxis. Hier darf aus Gründen der wissenschaftlichen Seriösität und Nachhaltigkeit weder an Finanz. noch an Personalaufwand gespart werden. Es taugt die mit den ausgefeiltesten Methoden erstellte und mit den modernsten Präsentationstechniken dargebotene Untersuchung nicht, wenn sie angesichts unzureichender Datenqualität gleichsam auf tönernen Füßen ruht und sich auf kurz oder lang als scheingenau und unzutreffend herausstellt.

LITERATUR

AK KLIWA (2002): KLIWA-Statusbericht 2001. http://www.kliwa.de/download/KLIWA-Statusbericht%202001.pdf

ALLEN, R.G., M. SMITH, A. PERRIER, L. PEREIRA, L. S. (1994): An update for definition of reference evapotranspiration. ICID Bulletin (2) 43: 1-34

ASCHWANDEN, H. & SPREAFICO, M. (1989): Übertragungsfunktionen Niederschlag-Abfluss in ausgewählten schweizerischen Einzugsgebieten. Landeshydrologie und –geologie Bern, Mitteilung 11,-.

ATV-DVWK (1997): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. Hennef. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V., ATV-DVWK – Regelwerk – Merkblatt – ATV-DVWK M 504 – Entwurf Juni 2001, 140 S.

AUER, I., et al. (2005): A new instrumental precipitation data set for the Greater Alpine region for the period 1800-2002. Int. Journal of Climatology 25 (2), p. 139-166

BADER, S. & H. BANTLE (2004) :Das Schweizer Klima im Trend. Temperatur- und Niederschlagsentwicklung 1864 -2001.Veröffentlichung Nr. 68, MeteoSchweiz Zürich

BAHR, D.B. & DYURGEROV, M.B. (1999): Characteristic mass-balance scaling with valley glacier size. – Journal of Glaciology **45**: 17–21.

BAUDER, A. & HOELZLE, M. (2002): Die Gletscher der Schweizer Alpen im Jahr 2000/01. – Die Alpen **10**: 24–29.

BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie. Bd. 1: Allgemeine Hydrologie. Stuttgart 1996.

BAUER, F. (1963): Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage. Frankfurt.

BAY, J. & PERRON, P. (1998): Estimating and testing linear models with multiple structural changes. In: Ecometrica 66, S. 47-78

BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN (1985): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main. München.

BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDESENTWICKLUNG UND UMWELTFRAGEN(1994): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Main. München.

BEGERT, M., G. SEIZ, TH. SCHLEGEL, M. MUSA, G. BAUDRAZ, M.& MOESCH (2003): Homogenisierung von Klimamessreihen der Schweiz und Bestimmung der Normwerte 1961-1990. Schlussbericht des Projektes NORM90. MeteoSchweiz, Zürich

BEGERT, M., TH. SCHLEGEL & W. KIRCHHOFER (2004): Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. Int. Journal of Climatology, 25, S. 65-80.

BELZ, J. U. (2005): Niedrigwasser-Abflüsse im Rheingebiet im 20. Jahrhundert - Ursachen und Entwicklungen. Gemeinsames Kolloquium „Erfahrungen zur Niedrigwasserbewirtschaftung“ der BfG, der Emschergenossenschaft/Lippeverband und der Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften in der DWA. Koblenz, S. 113-129.

BELZ, J.U. (2006): Abflussregimeänderungen im Rheingebiet. In: Gewässerkundliche Untersuchungen für verkehrliche und wasserwirtschaftliche Planungen an Bundeswasserstraßen. Reihe „Veranstaltungen der Bundesanstalt für Gewässerkunde“, Bd. 1/2006, S. 23-38. Koblenz.

BELZ, J.U., BUSCH, N., ENGEL, H. & GASBER, G. (1999): Vergleichende Darstellung der Ausbaumaßnahmen an Oberrhein, Mosel und Saar und ihre Auswirkungen auf Hochwasser. In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 43, H. 6, S. 283-292

BENISTON, M., M. REBETEZ, F. GIORGI M.R. MARINUCCI (1994): An Analysis of Regional Climate Change in Switzerland. Theor. Appl. Climtol.49, 135-159

BERNIER, J. (1994): Statistical detection of changes in geophysical series. Engeneering Risk in Natural Resources Management. Nato Series E, 275, p 159-176

BFG (2001): Hydrological Modelling in the River Rhine Basin, Part II – Report on Hourly Modelling. Bundesanstalt für Gewässerkunde (in Zusammenarbeit mit RIZA/NL); Projekt-

leiter: E. Sprokkereef, K. Wilke und P. Krahe; Projektdurchführung: M. Eberle, BfG-1338, 29 S. + 59 S. Anhang.

BIRSAN, M.V., MOLNAR, P. & BURLANDO, P. (2003): Streamflow trends in Switzerland. In: Thorndycraft, V.R. et al.: Paleofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk, S. 249-254. Barcelona.

BISSOLLI P. (2002): Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert. Klimastatusbericht 2001: Das Klima Deutschlands im 20. Jahrhundert – Extreme Wetter- und Klimaereignisse im 20. Jahrhundert – Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings, Selbstverlag des DWD (Hrsg.), Offenbach, S.32 -40.

BLÜMEL, K. (2001): Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem der Klimaveränderungen (HUK). Teil A: Statistische Analyse langer Zeitreihen hydrometeorologischer Größen. In: Blümel, K., A. Klämt, G. Malitz, H. Matthäus, M. Rachner und D. Richter, Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem der Klimaveränderungen. Berichte des DWD 219, Offenbach, Seite 139 - 251

BMU - BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (Hrsg.) (2003): HAD - Hydrologischer Atlas von Deutschland. Projektträger: Bundesanstalt für Gewässerkunde Koblenz (BfG), Projektleitung: Institut für Hydrologie der Universität Freiburg und BfG Koblenz, Beiträge: BfG, DWD, BGR, IHF Uni Freiburg, UBA, BKG, StBA Wiesbaden, AmilGeo und LAWA, DIN A 0, ca. 100 Tafeln und Karten; 2. Lieferung, Bonn.

BMU / BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (Hrsg.) (2000): Hydrologischer Atlas von Deutschland (HAD). Projektträger: Bundesanstalt für Gewässerkunde Koblenz (BfG), Projektleitung: Institut für Hydrologie der Universität Freiburg und BfG Koblenz, Beiträge: BfG, DWD, BGR, IHF Uni Freiburg, UBA, BKG, StBA Wiesbaden, AmilGeo und LAWA, DIN A 0, ca. 100 Tafeln und Karten; Bonn.

BRAUN, L.N. 2002. Das Wasser der Alpen: Hydrologische Empfindlichkeit der Alpenregion gegenüber einer Klimaveränderung. In: NATIONALPARKAKADEMIE HOHE TAUERN (Hrsg.): Proceedings der Fachtagung "Der Klimawandel und die Auswirkungen auf den Alpenraum", 11.–12. April 2002 in Neukirchen, Deutschland: 5 S.

BRECHTEL, H.-M. & V. KRECMER (1971): Die Bedeutung des Waldes als Hochwasserschutz – Stand und Ergebnisse der internationalen Forschung. Österreichische Wasserwirtschaft, 23(7/8), 166-177.

BRONSTERT, A. BÁRDOSSY, A., BISMUTH, C., BUITEVELD, H., BUSCH, N., DISSE, M., ENGEL, H., FRITSCH, U. HUNDECHA, Y., LAMMERSEN, R., NIEHOFF, D. RITTER, N. (2004): Quantifizierung des Einflusses der Landoberfläche und der Ausbaumassnahmen am Gewässer auf die Hochwasserbedingungen im Rheingebiet. KHR-Bericht Nr. II-18, Lelystad.

BRUNOTTE, E. (1997): Das Einzugsgebiet des Rheins – ein geographischer Überblick. In: Immendorf, R. (Hrsg.): Hochwasser – Natur im Überfluss?, S. 31-38. Heidelberg.

BURN, D.H. (1994): Hydrological effects of climatic change in west-central Canada. In: Journal of Hydrology 160, S. 53-70

BWG / BUNDESAMT FÜR WASSER UND GEOLOGIE (Hrsg.) (1992): Hydrologischer Atlas der Schweiz. Bern. Programm- und Projektleiter: M. Spreafico, R. Weingartner und Ch. Leibundgut (im Auftrag des Schweizerischen Bundesrates), 2 Teile, DIN A 0, je ca. 100 Tafeln und Karten.

CHERKAUER, K.A. & LETTENMAIER, D.P. (1999): Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi river basis. In: J. Geophys. Res., 104D, S. 19611-19621.

CHR/KHR / INTERNATIONALE KOMMISSION FÜR DIE HYDROLOGIE DES RHEINGEBIETES (1978): Das Rheingebiet. Hydrologische Monographie. / Le bassin du Rhin. Monographie Hydrologique. s-Gravenhage.

CLAUSSEN, M. (2003): Klimaänderungen: Mögliche Ursachen in Vergangenheit und Zukunft. UWSF-Umweltchem Ökotox 15 (1), S. 21-30

COX, D.R. & STUART, A. (1955): Some quick sign tests for trend in location and dispersion. Biometrika 42, S. 80-95

DEMUTH, S. (Hrsg.) (2001): Assessment of the regional impact of droughts in Europe. Final Report. Freiburg.

DEUTSCHER BUNDESTAG (1997) (Hrsg.): Konzept Nachhaltigkeit – Fundamente für die Gesellschaft von morgen. Zwischenbericht der Enquete-Kommision „Schutz des Menschen und der Umwelt; Ziele und Rahmenbedingungen einer nachhaltig zukunftsverträglichen Entwicklung“ des 13. Deutschen Bundestages, Bonn, 188 S.

DIETZER, B.; 2000/2001: Langzeitverhältnisse extremer Niederschlagsereignisse (Ergebnisse aus KLIWA). In: Kooperationsvorhaben ”Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft” (KLIWA). - Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe – KLIWA-Berichte Heft 1, 46-67.

DIETZER, B., T. GÜNTHER, A. KLÄMT & T. REICH (2002): Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen. Klimastatusbericht 2001: Das Klima Deutschlands im 20. Jahrhundert – Extreme Wetter- und Klimaereignisse im 20. Jahrhundert – Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes DWD, Offenbach am Main, 67-85.

DIN 4049, 1994 Teil 3: Hydrologie - Begriffe zur quantitativen Hydrologie. Normenausschuss Wasserwesen im Deutschen Institut für Normung e.V., Berlin, 80 S.

DRIEDGER, C.L. & KENNARD, P.M. (1986): Glacier volume estimation on Cascade volcanoes: an analysis and comparison with other methods. – Annals of Glaciology 8: 59–64.

DRÖGE,B., H. ENGEL & E. GÖLZ (1992): Channel erosion and erosion monitoring along the Rhine River. Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins, IAHS 210, 493-503.

DVWK / DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1980): Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse. Schriftenreihe des DVWK, Heft 46, 238 S., Hamburg.

DVWK / DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1983): Niedrigwasseranalyse Teil I – Statistische Analyse des Niedrigwasser-Abflusses. Schriftenreihe des DVWK, Heft 120, 20 S., Hamburg und Berlin.

DVWK / DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1992): Niedrigwasseranalyse Teil II – Statistische Analyse der Unterschreitungsdauer und des Abfluss-Defizits. Schriftenreihe des DVWK, Heft 121, 23 S., Hamburg und Berlin.

DVWK / DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 192 S. + Anlagen.

DVWK / DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU e.V. (1999): Statistische Analyse von Hochwasser-Abflüssen. Schriftenreihe des DVWK, Heft 251, 42S., Bonn.

DWD (Hrsg.) (2002): Klimastatusbericht 2001: Das Klima Deutschlands im 20. Jahrhundert – Extreme Wetter- und Klimaereignisse im 20. Jahrhundert – Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings. Selbstverlag Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 290 S.

DYCK, S. (1980, Hrsg.): Angewandte Hydrologie - Teil 1: Berechnung und Reglung des Durchflusses der Flüsse. Verlag für Bauwesen Berlin, 2. Auflage, 512 S.

EBERLE, M., SPROKKEREEF, E., WILKE, K. 6 KRAHE, P. (2001): Hydrological Modelling in the River Rhine Basin, Part II. Report on Hourly Modelling. BfG - 1338. Bundesanstalt für Gewässerkunde. Koblenz.

EBERLE, M., HAMMER, M., BUSCH, N., ENGEL, H., KRAHE, P. & WILKE, K. (2004): Grenzüberschreitende Auswirkungen von extremem Hochwasser am Niederrhein, Teilbericht Extreme Abflüsse aus dem Rheineinzugsgebiet. Koblenz/Düsseldorf/Arnheim, Herausgeber: Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des

Landes Nordrhein-Westfalen – Provinicie Gelderland (Arnheim) – Ministerie van Verkeer en Waterstaat, Auftraggeber: Deutsch-Niederländische Arbeitsgruppe Hochwasser, 141 S.

EDWARDS, W. M. & C. R. AMERMAN (1983): Watershed evaluations of infiltration under conventional and no-till corn on two Ohio soils. National Conference on Advances in Infiltration, St. Joseph/Michigan, 341-349.

ENGEL, H. (1984): Hochwasser 1983 im Rheingebiet bis Andernach. Wasserbaumitteilungen der TH Darmstadt, Nr. 24, 11-29.

ENGEL, H. (1999): Eine Hochwasserperiode im Rheingebiet - Extremereignisse zwischen Dez. 1993 und Febr. 1995. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (CHR/KHR), Lelystad, KHR-Bericht I-17, -.

ENGEL, H. (2001): Regimeänderung im Rheingebiet. Abflussverhältnisse im Rheingebiet - Ansätze, Instrumentarien und Ergebnisse aus ausgewählten Projekten, Bundesanstalt für Gewässerkunde Koblenz, BfG-Veranstaltungen 1/2001, 8 S.

FISCHER, P., HERRMANN, A., MENDEL, H.-G. (1998): Dezentraler Hochwasserschutz. Spektrum der Wissenschaft 6, 84-88

FLURY, P. (2003): Die Entwicklung der Siedlungs- und Verkehrsstrukturen im Berner Seeland seit 1870: Eine GIS-gestützte Kartenanalyse. Diplomarbeit, Universität Bern - Geograph. Institut, Bern.

FRAUENFELDER, R. & HAEBERLI, W. (1999): On the potential use of perennial ice patches as holocene climate indicators. – EGS, 24th General Assembly, Den Haag. Geophysical Research Abstracts 1(2): 577.

FRAUENFELDER, R., ZEMP, M., HAEBERLI, W. & HOELZLE, M. (in Druck): Worldwide glacier mass balance measurements: general trends and first results of the extraordinary year 2003 in Central Europe. – In: RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES (Hrsg.): XIII Glaciological Symposium, Shrinkage of the Glaciosphere: Facts and Analysis, St. Petersburg, Russia, 99.

FRAUENFELDER-KÄÄB, R. (2005): Gletscherschwund 1850-2000 im Einzugsgebiet der Abflussmessstation Ilanz. Unveröff. Bericht im Auftrag des Bundesamtes für Wasser und Geologie (CH), Zürich.

FREI C. & C. SCHÄR (2001): Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. Journal of Climate 14, 1568-1584

GAREN (2003): Detrended Kriging Programm (DK) –User's Guide. http.//www.wcc.nrcs.usda.gov

GENSLER, G.A. (1978): Das Klima Graubündens. – Schweizerische Meteorologische Anstalt Zürich, Habilitationsschrift: 112 S.

GERSTENGABE, F.-W. et al., 1999: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881 – 1998) nach Paul Hess und Hellmut Brezowsky, 5. verb. Aufl. Potsdam, Offenbach a. M.

GRABS, W. E. (1997): Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. Im Auftrag der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (CHR/KHR), Lelystad, CHR-report no. I-16, 167 S.

GÜNTHER, T. & MATTHÄUS, H. (2005): Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern – KLIWA-Projekt A 1.2.4/1.1.5 "Analyse des Langzeitverhaltens verschiedener Schneedeckenparameter in Baden-Württemberg und Bayern". Landesamt für Umweltschutz Baden-Württemberg – Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft – Deutscher Wetterdienst, KLIWA – Klimaänderung und Wasserwirtschaft, Heft 6; Redaktion: H. Mathäus, H. Straub (LfU) und L. Zimmermann (LfW), 88 S., München.

GÜNTHER, TH. & M. RACHNER, 2000/2001: Langzeitverhalten von Schneedeckenparametern (Ergebnisse aus KLIWA). In: Kooperationsvorhaben „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA). - Fachvorträge beim KLIWA- Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe ; KLIWA-Berichte Heft 1, 68-80.

HAEBERLI, W. & HOELZLE, M. (1995): Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. – Annals of Glaciology 21: 206–212.
HAEBERLI, W., FRAUENFELDER, R., HOELZLE, M. & MAISCH, M. (1999): On rates and acceleration trends of global glacier mass changes. – Geografiska Annaler 81A: 585–591.
HAEBERLI, W., HUGGEL, C. & PAUL, F. (2005): Gletscherschwund im Hochgebirge – Eine Herausforderung für die Wissenschaft. – In: THEIL, W., DEUTSCHER ALPENVEREIN, MÜNCHEN, ÖSTERREICHISCHER ALPENVEREIN, INNSBRUCK & ALPENVEREIN SÜDTIROL, BOZEN (Hrsg.): Alpenvereinsjahrbuch – Berg 2005: 25–31.
HAEBERLI, W., MAISCH, M. & PAUL, F. (2002): Mountain glaciers in global climate-related observation networks. – World Meteorological Organization Bulletin 51: 1–8.
HAEBERLI, W., J. NÖTZLI, M. ZEMP, M. BAUMANN, R. FRAUENFELDER & M. HÖLZLE (2005): Glacier mass balance. World Glacier Monitoring Service (IUGG (CCS)/UNEP/UNESCO/WMO), Bulletin no. 8 / Vol. VIII, 100 S.
HAEBERLI, W., M. ZEMP, R. FRAUENFELDER, M. HÖLZLE & A. KÄÄB (2005): Fluctuations of glaciers 1995-2000. World Glacier Monitoring Service (IUGG (CCS)/UNEP/UNESCO/WMO), Bulletin no. 8 / Vol. VIII, 288 S.
HERZOG, J. & MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1988): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Messreihen im Deutschen Wetterdienst. Bericht des Deutschen Wetterdienstes 20, Offenbach am Main
HESS P. & BREZOWSKI, H. (1977): Katalog der Großwetterlagen Europas. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 20215, 1-14.
HOELZLE, M., DISCHL, M. & FRAUENFELDER, R. (2000): Weltweite Gletscherbeobachtung als Indikator der globalen Klimaänderung. – Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich 145: 5–12.
HOLZHAUSER, H. & ZUMBÜHL, H. (2003): Nacheiszeitliche Gletscherschwankungen. – Bern: Landeshydrologie und -geologie. Sonderdruck zum 54. Deutschen Geographentag Bern, aus: Hydrologischer Atlas der Schweiz 2003.
HORTON, P., SCHAEFLI, B., MEZGHANI, A., HINGRAY, B. & MUSY, A. (2005): Prediction of climate change impacts on Alpine discharge regimes under A2 and B2 SRES emission scenarios for two future time periods. – Bundesamt für Energie (BFE): 40 S.
HSK / HOCHWASSERSTUDIENKOMMISSION FÜR DEN RHEIN (1978): Schlussbericht / Rapport Final. Teile I-IV, o.O.
HURRELL J.W. & VAN LOON H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. Climatic Change, 36, 301-326.
HVAL / IKSR-EXPERTENGRUPPE HOCHWASSER-VALIDIERUNG (2006): Nachweis der Wirkung von Hochwasserrückhaltemaßnahmen zur Minderung extremer Rheinhochwasserstände gemäß Aktionsplan Hochwasser der Internationalen Kommission zum Schutz des Rheins, HyWa, 50(6), 288-297.
IKSR / INTERNATIONALE KOMMISSION ZUM SCHUTZ DES RHEINS (Hrsg.) (1998): Aktionsplan Hochwasser. Rotterdam 1998.
IKSR / INTERNATIONALE KOMMISSION ZUM SCHUTZ DES RHEINS (Hrsg.) (1999): Wirkungsabschätzung von Wasserrückhalt im Einzugsgebiet des Rheins. Koblenz, Internationale Kommission zum Schutze des Rheins, 40 S.
IKSR / INTERNATIONALE KOMMISSION ZUM SCHUTZ DES RHEINS (Hrsg.) (2004): Entwicklung einer (Abschnitts-)Typologie für den natürlichen Rheinstrom (Bearb.: Umweltbüro Essen), IKSR-Bericht Nr. 146d. Koblenz.
IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.

Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
IUGG (CCS)/UNEP/UNESCO (2005): Fluctuations of Glaciers 1995–2000, Vol. VIII. – HAEBERLI, W., ZEMP, M., FRAUENFELDER, R., HOELZLE, M. & KÄÄB, A., World Glacier Monitoring Service, Zürich (Hrsg.): 288 S.
IUGG (CCS)/UNEP/UNESCO/WMO (2005): Glacier mass balance bulletin no. 8. – HAEBERLI, W., NÖTZLI, J., ZEMP, M., BAUMANN, S., FRAUENFELDER, R. & HOELZLE, M., World Glacier Monitoring Service, Zürich (Hrsg.): 100 S.
KALLACHE, M., RUST, H.W. & KROPP, J. (2005): Trend assessment: Applications for hydrology and climate research. In: European Geosciences Union (EGU) (Hrsg.): Nonlinear Processes in Geophysics, S. 201-210. Potsdam.
KALWEIT, H. et al. (1993): Der Rhein unter der Einwirkung des Menschen - Ausbau, Schifffahrt, Wasserwirtschaft -. KHR-Arbeitsgruppe „Anthropogene Einflüsse auf das Abflussregime", Bericht Nr. I-11 der KHR, 260 S., Lelystad.
KAPPELER, S. (2005, in Vorbereitung): Längenänderungsmessungen an ausgewählten Gletschern der Schweizer Alpen unter Verwendung von GIS. – Geographisches Institut, Zürich, Unveröffentlichte Diplomarbeit.
KARL, J. (1979): Der Einfluss von Standort und Bodennutzung auf Oberflächenabfluss und Bodenabtrag. Gewässerpflege - Bodennutzung - Landschaftsschutz, DVWK-Schriften Heft 40, 268-281.
KELLER, R (1961): Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes – Eine Einführung in die Hydrogeographie. Haude & Spenersche Verlagsbuchhandlung Berlin, 520 S.
KENDALL, M.G. (1970): Rank correlation methods, 4th edition. London.
KLÄMT, A., 2001: Langzeitverhalten der potenziellen Verdunstung und der klimatischen Wasserbilanz (Ergebnisse aus KLIWA). In: Kooperationsvorhaben „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA). –Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe; Deutscher Wetterdienst KLIWA-Berichte Heft 1, 81-91.
KLÄMT, A. (in Vorber.): Langzeitverhalten der Verdunstungs- und Bilanzengrößen in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA, Karlsruhe, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg – Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft – Deutscher Wetterdienst, KLIWA-Berichte Heft … (Druck in Vorbereitung), -.
KLÄMT, A. & D. RICHTER (2001): Langzeitverhalten des Niederschlags, der Verdunstung und der Bilanzen. Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem des Klimaveränderungen, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Bericht 210, erstellt von K. Blümel, A. Klämt, G. Malitz, H. Mathäus, M. Rachner und D. Richter, 141-220.
KLÄMT, A. & D. RICHTER (2001): Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem der Klimaveränderungen, Teil B: Langzeitverhalten des Niederschlags, der Verdunstung und der Bilanz.. In: Blümel, K., A. Klämt, G. Malitz, H. Matthäus, M. Rachner und D. Richter, Hydrometeorologische Untersuchungen zum Problem der Klimaveränderungen. Berichte des DWD 219, Offenbach, Seite 139 - 251
KOCHER, B. & K. GERLINGER (1995): Beregnungsversuche zum Infiltrationsverhalten eines Ackerbodens bei unterschiedlicher Bearbeitung. Karlsruhe, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, im Auftrag des Regierungspräsidiums Karlsruhe, 20 S. + Anhang.
KOEHLER, G. (1993): Auswirkungen verschiedener anthropogener Veränderungen auf die Hochwasserabflüsse im Oberrheingebiet. Mainz, Ministerium für Umwelt, Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, 113 S.+Anlg.
KOEHLER, G. M., SCHWAB, M. VON HAUFF, K., KLUTH, K., FINKE, W. & BELZ, J. U. (2006): Niedrigwasserperiode 2003 in Deutschland – Ursachen – Wirkungen – Folgen. Reihe "BfG-Mitteilungen", H. 27. Koblenz.

KOTLARSKI, S. DEMUTH, S. UHLENBROOK, S. & REICH, T. (2004): Der Zusammenhang zwischen atmosphärischer Zirkulation und Niederschlag in Baden-Württemberg. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 48. Jahrgang, Heft 6, S. 214-225.

KRAHE, P. (1997): Hochwasser und Klimafluktuationen am Rhein seit dem Mittelalter. In: Immendorf, R. (Hrsg.): Hochwasser – Natur im Überfluss?, S. 57-82. Heidelberg.

KRACHE, P., HERPERTZ, D., EBERLE, M., BUSCH, N., BUITEVELD, H., NAEF, F., HELBIG, A. & BEERSMA, J. (2004): Entwicklung einer Methodik zur Analyse des Einflusses dezentraler Hochwassermaßnahmen auf den Abfluss des Rheins. KHR-Bericht I-21, 51 S., Lelystad..

KUHN, M. & BATLOGG, N. (1999): Modellierung der Auswirkung von Klimaänderung auf verschiedene Einzugsgebiete in Österreich. – In: ELEKTRIZITÄTSWIRSCHAFT-AG, ÖSTERREICH (Hrsg.): Schriftenreihe der Forschung im Verbund 46: 94 S.

KUNTZE, H., G. ROESCHMANN & G. SCHWERDTFEGER (1988): Bodenkunde. UTB Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, 4. Auflage, 568 S.

LFU (2005): Langzeitverhalten der Lufttemperatur in Baden-Württemberg und Bayern - KLIWA-Projekt A 1.2.3 "Erarbeitung und Bereitstellung von langen Reihen interpolierter Gitterpunktwerte (Tageswerte) und Analyse des Langzeitverhaltens von Gebietsmittelwerten der Lufttemperatur in Baden-Württemberg und Bayern". Karlsruhe, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg - Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft - Deutscher Wetterdienst, 76 S.

LFU (2005): Langzeitverhalten des Gebietsniederschlags in Baden-Württemberg und Bayern - KLIWA-Projekt A 1.1.1 "Bereitstellung von langen Reihen interpolierter Gitterpunktwerte des Niederschlags mit Hilfe des Verfahrens BONIE" und KLIWA-Projekt A 1.1.2 "Langzeituntersuchung von Gebietswertreihen des Niederschlags". Karlsruhe, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg - Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft - Deutscher Wetterdienst, 156 S.

LIEBSCHER, H.-J. (2000-2002): Anthropogene Beeinflussung des Wasserkreislaufes. In: Internetportal „Wissenschaft online“, hier: Lexikon der Geowissenschaften http://www.wissenschaft-online.de

LIECHTI, P. (1994): Der Zustand der Seen in der Schweiz. – Schriftenreihe Umwelt 237 Gewässerschutz: 159 S.

MACHGUTH, H., GRUBER, S., HASLER, A., PAUL, F., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2005): Improving a distributed mass balance model by parametrisation of snow-redistribution and validation in the Bernina group, Switzerland. – EGU General Assembly 2005, Vienna. Geophysical Research Abstracts **7**: 1607-7962/gra/EGU05-A-07756.

MAISCH, M. (1992): Die Gletscher Graubündens: Rekonstruktionen und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). – Physische Geographie 33A/B: 324/128.

MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J. & BENZ, C. (1999): Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. – vdf-Hochschulverlag ETH Zürich: 373 S.

MARGOT, A., R. SIGG, B. SCHÄDLER & R. WEINGARTNER (2000): Beeinflussungen der Fließgewässer durch Kraftwerke (=300 kW) und Seeregulierungen. Hydrologischer Atlas der Schweiz, Bundesamt für Wasser und Geologie Bern (BWG; Hrsg.), Tafel 5.3.

MENDEL, H.-G. (1993): Verteilungsfunktion in der Hydrologie. CHR / KHR-Bericht Nr. II-8, 118 S.

MENDEL, H.-G. (2005): Hochwasser in bewaldeten Einzugsgebieten – Eine Bestandsaufnahme. Dezentraler Hochwasserschutz in kleinen bewaldeten Einzugsgebieten, Hrsg.: R. Irslinger, Schriftenreihe der Hochschule für Forstwirtschaft Rottenburg, Band Nr. 20, 3-50.

MENDEL, H.-G., FISCHER, P., HERRMANN, A. (1997): Hochwasser - Gedanken über Ursachen und Vorsorge aus hydrologischer Sicht. Bericht BfG-1022, 53 S.

MÖLDERS, N. & ELBERN, H.: Bodenfrost und Schneemetamorphose-Simulationen für die BALTEX-Region mit einem komplexen hydrodynamischen Bodenvegetationsschema. In: DLR – Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Projektträger Umweltforschung und –technik: Deutsches Klimaforschungsprogramm (2001- 2006), Tagungsband zum Kick-Off-Meeting, S. 68-70, Bad Honnef und Bonn.

MOSIMANN, T., (1987): Schneeanlagen in der Schweiz. Materialien zur Physiogeographie, Heft 10, Basel.

MÜLLER, F., CAFLISCH, T. & MÜLLER, G. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar. – Geographisches Institut ETH Zürich, Bericht Nr. 57, -.

NEWESELY, C., (1989): Entwicklung und Erprobung von Meßmethoden zur Untersuchung der Schneestruktur und des Temperaturverlaufes unter Schneedecken. Diplomarbeit, Institut für Botanik, Universität Innsbruck.

NEWESELY, CH., CERNUSCA, A., BODNER M. (1994): Entstehung und Auswirkung von Sauerstoffmangel im Bereich unterschiedlich präparierter Schipisten. Verh. Ges. Ökologie Band 23, S. 277-282, Freising Weihenstephan

NOETHER, G.E. (1956): Two sequential tests against trend. Journal of the American Statistical Association, 51, 440-450.

NOVOTNY, E.V., STEFAN, H.G. (2007): Stream flow in Minnesota: Indicator of climate change. In: Journal of Hydrology 334, iss. 3-4, p. 319-333.

OTT, B. & A. STEINBRICH (2003): KLIWA-Projekt A 2.1.6 – Analyse der Entstehung extremer Hochwasser in Baden-Württemberg. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg (Projektleitung Ch. Leibundgut und S. Uhlenbrook); im Auftrag der LfU, Bericht Nr. 116 (Schlussbericht für die dritte Projektphase), 25 S.

PARDE, M. (1947/1964): Fleuves et Riviéres. Colin, Paris, 224. S.

PAUL, F. (2004): The new Swiss glacier inventory 2000 – Application of remote sensing and GIS. – Dissertation, Geographisches Institut, Universität Zürich: 194 S.

PAUL, F., HUGGEL, C., KÄÄB, A., KELLENBERGER, T. & MAISCH, M. (2003): Comparison of TM-derived glacier areas with higher resolution data sets. – EARSeL Workshop on Remote Sensing of Land Ice and Snow, Bern, 11.–13.3.2002, EARSeL eProceedings, 2: 15–21 (CD-ROM).

PAUL, F., KÄÄB, A., MAISCH, M., KELLENBERGER, T. & HAEBERLI, W. (2002): The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods. – Annals of Glaciology 34: 355–361.

PAUL, F., KÄÄB, A., MAISCH, M., KELLENBERGER, T. & HAEBERLI, W. (2004): Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. – Geophysical Research Letters 31: doi:10.1029/2004GL020816.

PERL, M., M. ZAPPA UND J. GURTZ (2003): Berechnung und Bereitstellung von Gebietsniederschlägen für das schweizerische Rhein-Einzugsgebiet und ausgewählte Teileinzugsgebiete für die Jahre 1901 bis 2001. Arbeitsbericht, ETH-Zürich (unveröffentlicht)

PERL, M., ZAPPA, M. & GURTZ, J. (2003):Berechnung und Bereitstellung von Gebietsniederschlägen für das gesamte Rhein-Einzugsgebiet bis Basel und ausgewählte Teileinzugsgebiete für die Jahre 1901 bis 2001. Unveröff. Arbeitsbericht, Zürich.

PETTITT, A.N. (1979): A non-parametric approach to the change point problem. Journal of the Royal Statistic Society Series C, Applied Statistics, 28, pp 126-135

PFISTER, L., DROGUE, G., EL IDRISSI, A., IFFLY, J.-F., POIRIER, C. HOFFMANN, L. (2004): Spatial variability of trends in the rainfall-runoff relationship: A mesoscale study in the Mosel basin. In: Climatic Change 66, S. 67-87

QUI, P. & YANDELL, B. (1998): A Local Polynomial Jump-Detection Algorithm in Nonparametric Regression. Technometrics 40, p. 141-152

RAPP, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Berichte des deutschen Wetterdienstes, Bd. 212, Offenbach.

RAPP, J. & SCHÖNWIESE, C.-D. (1995): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie B: Meteorologie und Geophysik, Bd. 5. Frankfurt.

REICH, T., 2000/2001: Langzeitverhalten von Gebietsniederschlägen (Ergebnisse aus KLIWA). In: Kooperationsvorhaben „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA). - Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. Und 30.11.2000 in Karlsruhe; KLIWA-Berichte Heft 1, 39-45.

RÜTER, S., M. LÜLF & M. REICH (2006): Planung und Modellierung von dezentralen Hochwasserschutzmaßnahmen auf Grundlager der CIR-Biotoptypen- und Nutzungstypenkartierung. Wasserwirtschaft, 60(5), 27-33.

SACHS, L. (1993): Statistische Methoden. Berlin.

SACHS, L. (1997): Angewandte Statistik. Springer, Berlin – Heidelberg – New York, -.

SCHÄDLER, B. & R. WEINGARTNER (2002): Ein detaillierter hydrologischer Blick auf die Wasserressourcen der <Schweiz. Wasser, Energie, Luft – Eau, Energie, Aire, 94. Jhg., Heft 7/8, Baden, Schweiz, 189-197.

SCHÄR, C., VIDALE, P. L., LÜTHI, D., FREI, C., HÄBERLI, C., LINIGER, M. & APPENZELLER, C. (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heat waves. – Nature **427**: 332–336.

SCHERRER S.C. , APPENZELLER C.& LATERNSER M. (2004): Trends in Swiss Alpine snow days: The role of local- and large-scale climate variability. Geoph. Res. Lett., 31, L13215

SCHMIDLI, J., C. SCHMUTZ, C. FREI, H. WANNER, & C. SCHÄR (2002): Mesoscale precipitation variability in the region of the European Alps during the 20th century. Int. J. Climatol., 22, 1049-1074.

SCHMIDT, W., B. ZIMMERLING & O. NITZSCHE (2002): Konservierende Bodenbewirtschaftung auf Ackerflächen als Beitrag zum vorbeugenden Hochwasserschutz. DBU-Umweltgespräch "Vorbeugender Hochwasserschutz", Deutsche Bundesstiftung Umwelt, Osnabrück, Heft 7, 60-69.

SCHMIDT, W.-A. (2001): Beitrag der Landwirtschaft zum Hochwasserschutz. Hochwasserschutz heute - Nachhaltiges Wassermanagement, Hrsg.: S. Heiden, R. Erb & F. Sieker; Erich Schmidt Verlag, 219-236.

SCHÖNWIESE, C.-D. (1992): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 2. Aufl., Borntraeger, Berlin – Stuttgart, 231 S.

SCHÖNWIESE, C.-D., J. RAPP, T. FUCHS & M. DENHARD (1993): Klimatrend-Atlas Europa 1891 – 1990. Ber. des Zentrums für Umweltforschung, Nr. 20 – Januar 1993, Frankfurt, ZUF-Verlag, 218 Seiten

SCHWARB, M., FREI, C., SCHÄR, C. & DALY, C. (2000): Mean annual precipitation throughout the European Alps 1971–1990. – Zürich: Hydrologischer Atlas der Schweiz. Tafel 2.6.

SCHWARZ, O. (1974): Hydrogeographische Studien zum Abflussverhalten von Mittelgebirgsflüssen am Beispiel von Bieber und Salz (Hessen). Rhein-Mainische Forschungen, Heft 76, 128 S.

SPREAFICO, M. & STADLER, K. (BEARB.) (1986): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern 1. Abflussreihen mit mehr als 30 Jahren in den Einzugsgebieten des Rheins und der Aare. Bundesamt für Umweltschutz – Landeshydrologie und –geologie, Bern, 353 S. + Kartenanlagen.

SPREAFICO, M. & WEINGARTNER, R. (2005): Hydrologie der Schweiz – Ausgewählte Aspekte und Resultate. Schweizerische Gesellschaft für Hydrologie und Limnologie SGHL, Bern, 137 S.; Berichte des BWG, Serie Wasser, Nr. 7, Bern.

STARCH, H. VON (1995): Misuses of statistical analysis in climate research. In: STARCH, H. von und A. NAVARRA (Hrsg.): Analysis of Climate Variability. Applications of Statistical Techniques, S. 11-26. Berlin.

TOO M., M.J. HALL, P.J.M. DE LAST, M.J.M. DE WIT (2005): Extreme floods in the Meuse river over the past century: aggravated by land-use changes? Physics and Chemistry of the Earth 30, pp267-276

UVEK (2005): Hydrologists Tarbush der Schweiz. Bundesamt für Bauten und Logistik: 501 S. (inkl. Karte der eidgenössischen hydrometrischen Stationen).

VAN DER POLE, R. R., W. EHLERS & F. SEEKER (1999): Floods and other possible adverse environmental effects of meadowland area decline in former West Germany. Naturwissenschaften, 86, 313-319.

VISCHER, D. (1993): Versiegelung der Landschaft - größere Hochwasser? Zürich, SVGW, gwa 73/4, 280-283.

VIVIROLI, D. & R. WEINGARTNER (2004): The hydrological significance of mountains – from to global scale. Hydrology and Earth System Sciences, 8(6), 1016-1029.

VOGELBACHER, A. (BEARB.) (1998): Hochwasser. Schriftenreihe Spektrum Wasser, Bd. 1, 79 S., Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft. München.

VON STORCH, H. (1995): Misuses of statistical analysis in climate research. Analysis of Climate Variability – Applications of Statistical Techniques, Berlin, Von Storch & Navarra (Hrsg.), 11-26.

WANNER, H., D. GYALISTRAS, J. LUTERBACHER, R. RICKLI, E. SALVISBERG & C. SCHMUTZ (2000): Klimawandel im Schweizer Alpenraum. Vdf Hochschulverlag AG, ETH Zürich.

WANNER, H., R. RICKLI, E. SALVISBERG, C. SCHMUTZ & M.SCHÜEPP (1997): Global climate change and variability and its influence on Alpine climate –concepts and observations. Theoretical and Apllied Climatology 58:221-243

WENDLING, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. In: Wasserwirtschaft 85, S. 602-604.

WENDLING, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. Wasserwirtschaft 85, S. 602-604.

WILD, M., A. OHMURA, H. GILGEN & D. ROSENFELD (2004): On the consistency of trends in radiation and temperature records and implications for the global hydrological cycle. Geophysical Research Letters, Vol. 31, L11201.

WILDENHAHN, E. UND KLAHOLZ, U. (1996): Große Speicherseen im Einzugsgebiet des Rheins. Bericht Nr. II-10, 57 S., der KHR. Lelystad und Koblenz.

WILLEMS, W. & H.-B. KLEEBERG (1999): Analyse von Niedrigwasserabflüssen am Rhein. Institut für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr München, Heft 67, 0-59.

WILLEMS, W. & DICK, T. (2002): HyStat (*Hy*drologische *Stat*istik). Benutzerhandbuch zur Software. Ottobrunn.

YUE, S. & PILON, P.: Canadian streamflow trend detection: Impacts of serial and cross-correlation. Hydrological Sciences – Journal des Sciences Hydrologiques, 48(1), 51-66.

YUE, S. & WANG, C.Y. (2002): Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall test. In: Water resources Research 38, No. 6, S. 1068.

ZEMP, M., HOELZLE, M. and HAEBERLI, W. (2007): Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. Global and Planetary Change, 56: p. 83–100, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.002.

ZEMP, M., PAUL, F., HOELZLE, M. and HAEBERLI, W. (in press): Glacier fluctuations in the European Alps 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: Orlove, B., Wiegandt, E. and B. Luckman (eds.): The darkening peaks: Glacial retreat in scientific and social context. University of California Press.

ZHANG, X.-C. & J. D. GARBRECHT (2002): Precipitation retention and soil erosion under varying climate, land use, and tillage cropping systems. Journal of the American Water Resources, 38(5), 1241-1253.

Internetquellen:

http://www.zamg.ac.at/ → Klima → Klima des letzten Millenniums
http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/
http://www.energieschweiz.ch/ → Medien → Medienmitteilungen
http://www.wissenschaft-online.de → Lexika → Geowissenschaften

Begriffe und Abkürzungen

(j,4,3)	niedrigwasserbezogenes Wasserwirtschaftsjahr
(j,4,9)	niedrigwasserbezogenes Wasserwirtschaftssommerhalbjahr
(j,5,10)	hydrologisches Sommerhalbjahr
(j,10,3)	niedrigwasserbezogenes Wasserwirtschaftswinterhalbjahr
(j,11,10)	hydrologisches Jahr
(j,11,4)	hydrologisches Winterhalbjahr
A	Abflusshöhe
B	Bestimmheitsmaß (synonym: R^2)
d	durchschnittliche Abweichung
E	Gebietsverdunstung
ET_r	Gras-Referenzverdunstung
E_U	Unterschiedshöhe
GlW	Gleichwertiger Wasserstand, für den Schiffsverkehr eingeführte Kenngröße, die angibt, wie hoch der Wasserstand an einem Flussabschnitt im vieljährigen Mittel ist, der an 20 Tagen im Jahr erreicht oder unterschritten wird.
GWL	Großwetterlage
GWL_HM	Großwetterlage „ HOCH MITTELEUROPA“
GWL_WZ	Großwetterlage „WEST ZYKLONAL“
hA	Abflusshöhe
hETr	Gras-Referenzverdunstungshöhe
HHQ	der höchste bekannte Momentanwerte des Durchflusses
hNmax	Höchste Niederschlagshöhe eines Jahres (j) bzw. Halbjahres (w), (s)
HQ	höchster Wert der Durchflüsse einer Untersuchungsperiode / innerhalb eines Jahres ($_J$) oder Winter- ($_W$)- oder Sommerhalbjahres ($_S$)
HQ_J	siehe HQ
HQ_S	siehe HQ
HQ_W	siehe HQ
HyHj	Hydrologisches Halbjahr (Winter oder Sommer)
HyJh	Hydrologisches Jahr (November bis Oktober)
HySo	Hydrologisches Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober)
HyWi	Hydrologisches Winterhalbjahr (November bis April)
KWB	Klimatische Wasserbilanz, Differenz zwischen Niederschlag und Grasreferenzverdunstung
KWB	Klimatische Wasserbilanz
MGN	Gebietsniederschlags-Mittel
MHW	arithmetischer Mittelwert der jeweils höchsten Wasserstände eines Jahres in einer zu definierenden Untersuchungsperiode
mMQ	arithmetischer Mittelwert des Abflusses eines Einzelmonats in einer Untersuchungsperiode (synonym zu MQ(m))
MNQ	arithmetischer Mittelwert der jeweils niedrigsten Abflüsse eines Jahres in einer zu definierenden Untersuchungsperiode.
MQ	arithmetischer Mittelwert des Abflusses in einer Untersuchungsperiode / innerhalb eines Jahres ($_J$) oder Winter- ($_W$)- oder Sommerhalbjahres ($_S$)
MQ_J	siehe MQ
MQ_S	siehe MQ
MQ_W	siehe MQ

MQ(m)	arithmetischer Mittelwert des Abflusses eines Einzelmonats in einer Untersuchungsperiode; hier verwendet in einigen Ergebnis-darstellungen (Grafiken u. Tabellen), synonym zu mMQ (s.o.)
N	Niederschlag
nGWL_F	Anzahl der Tage mit feuchter Witterung (Niederschlagstage)
nGWL_FT	Differenz der Tage mit feuchter und trockener Witterung
nGWL_HM	Anzahl der Tage mit GWL „ HOCH MITTELEUROPA“
nGWL_T	Anzahl der Tage mit trockener Witterung, d.h. Tage ohne oder nur mit geringem Niederschlag
nGWL_WZ	Anzahl der Tage mit GWL „WEST ZYKLONAL“
NM7Q	niedrigste arithmetische Mittel des Abflusses von 7 bzw. 21
NM21Q	aufeinanderfolgender Tage innerhalb eines Jahres (j) oder Winter- (w) und Sommerhalbjahres (s)
NNQ	der niedrigste bekannte Momentanwerte des Durchflusses
NQ	niedrigster Wert der Durchflüsse in einer Untersuchungsperiode / innerhalb eines Jahres ($_J$) oder Winter ($_W$)- oder Sommerhalbjahres ($_S$)
NQ_J	siehe NQ
NQ_S	siehe NQ
NQ_W	siehe NQ
NW	niedrigster Wasserstand in einer Untersuchungsperiode,
PET	Potentielle Verdunstung
R^2	Bestimmtheitsmaß (synonym: B)
SumhN	Niederschlagsjahres- (j) oder Winter- (w) und Sommerhalbjahressumme (s)
tQ	Tagesmittelwert des Abflusses
v	robuster Variationskoeffizient

Allgemeine Information über die Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR)

Die KHR ist eine Organisation, in der wissenschaftliche Institutionen der Rheinanliegerstaaten gemeinsam hydrologische Grundlagen für die nachhaltige Entwicklung im Rheingebiet erarbeiten.

Mission und Aufgaben der KHR sind:
Erweiterung der Kenntnisse über die Hydrologie des Rheingebietes durch:

- gemeinsame Untersuchungen
- Austausch von Daten, Methoden und Informationen
- Entwicklung standardisierter Verfahren
- Veröffentlichungen in einer eigenen Schriftenreihe

Beiträge zur Lösung von grenzüberschreitenden Problemen durch die Entwicklung, Verwaltung und Bereitstellung von:

- Informationssystemen (KHR-Rhein-GIS)
- Modellen, wie z. B. Wasserhaushaltsmodelle und das Rhein-Alarmmodel

Die Länder, die sich daran beteiligen, sind:
die Schweiz, Österreich, Deutschland, Frankreich, Luxemburg und die Niederlande.

Beziehung zur UNESCO und WMO.
Die KHR wurde 1970 anlässlich der UNESCO-Empfehlung zur Förderung einer engeren Zusammenarbeit in internationalen Flussgebieten gegründet. Seit 1975 erfolgt die Fortsetzung der Arbeiten im Rahmen des Internationalen Hydrologischen Programms (IHP) der UNESCO und des HWRP (Hydrological Water Resources Program) der WMO.

Für weitere Informationen über die KHR, siehe unsere Website: www.chr-khr.org

KHR-VERÖFFENTLICHUNGEN

CHR/KHR (1978): Das Rheingebiet, Hydrologische Monographie. Staatsuitgeverij, Den Haag / Le bassin du Rhin. Monographie Hydrologique. Staatsuitgeverij, La Haye. ISBN 90-12017-75-0
Nicht mehr lieferbar

Berichte der KHR

1-1 GREBNER, D. (1982): Objektive quantitative Niederschlagsvorhersagen im Rheingebiet. Stand 1982 (nicht mehr lieferbar) / Prévisions objectives et quantitatives des précipitations dans le bassin du Rhin. Etat de la question en 1982 (édition épuisée)

1-2 GERHARD, H.; MADE, J.W. VAN DER; REIFF, J.; VREES, L.P.M. DE (1983): Die Trocken- und Niedrigwasserperiode 1976. (2. Auflage 1985) / La sécheresse et les basses eaux de 1976 (2ème édition, 1985). ISBN 90-70980-01-0

1-3 HOFIUS, K. (1985): Hydrologische Untersuchungsgebiete im Rheingebiet / Bassins de recherches hydrologiques dans le bassin du Rhin. ISBN 90-70980-02-9

1-4 BUCK, W.; KIPGEN, R.; MADE, J.W. VAN DER; MONTMOLLIN, F. DE; ZETTL, H.; ZUMSTEIN, J.F. (1986): Berechnung von Hoch- und Niedrigwasserwahrscheinlichkeit im Rheingebiet / Estimation des probabilités de crues et d'étiages dans le bassin du Rhin. ISBN 90-7098003-7

1-5 TEUBER, W.; VERAART, A.J. (1986): Abflußermittlung am Rhein im deutsch-niederländischen Grenzbereich / La détermination des débits du Rhin dans la région frontalière germano-hollandaise. ISBN 90-70980-04-5

1-6 TEUBER, W. (1987): Einfluß der Kalibrierung hydrometrischer Meßflügel auf die Unsicherheit der Abflußermittlung. Ergebnisse eines Ringversuchs / Influence de l'étalonnage des moulinets hydrométriques sur l'incertitude des déterminations de débits. Résultats d'une étude comparative. ISBN 90-70980-05-3

1-7 MENDEL, H.G. (1988): Beschreibung hydrologischer Vorhersagemodelle im Rheineinzugsgebiet / Description de modèles de prévision hydrologiques dans le bassin du Rhin. ISBN 90-7098006-1

1-8 ENGEL, H.; SCHREIBER, H.; SPREAFICO, M.; TEUBER, W.; ZUMSTEIN, J.F. (1990): Abflußermittlung im Rheingebiet im Bereich der Landesgrenzen / Détermination des débits dans les régions frontalières du bassin du Rhin. ISBN 90-70980-10-x

1-9 CHR/KHR (1990): Das Hochwasser 1988 im Rheingebiet / La crue de 1988 dans le bassin du Rhin. ISBN 90-70980-11-8

1-10 NIPPES, K.R. (1991): Bibliographie des Rheingebietes / Bibliographie du bassin du Rhin. ISBN 90-70980-13-4

1-11 BUCK, W.; FELKEL, K.; GERHARD, H.; KALWEIT, H.; MALDE, J. VAN; NIPPES, K.R.; PLOEGER, B.; SCHMITZ, W. (1993): Der Rhein unter der Einwirkung des Menschen - Ausbau, Schiffahrt, Wasserwirtschaft / Le Rhin sous l'influence de l'homme - Aménagement, navigation, gestion des eaux. ISBN 90-70980-17-7

1-12 SPREAFICO, M.; MAZIJK, A. VAN (Red.). (1993): Alarmmodell Rhein. Ein Modell für die operationelle Vorhersage des Transportes von Schadstoffen im Rhein. ISBN 90-70980-18-5

1-13 SPREAFICO, M.; MAZIJK, A. VAN (réd). (1997): Modèle d'alerte pour le Rhin. Un modèle pour la prévision opérationnelle de le propagation de produits nocifs dans le Rhin. ISBN 9070980-23-1

I-14 EMMENEGGER, CH.; et al. (1997): 25 Jahre KHR. Kolloquium aus Anlaß des 25jährigen Bestehens der KHR / 25 ans de la CHR. Colloque à l'occasion du 25e anniversaire de la CHR. 1SBN 90-70980-24-x

1-15 ENGEL, H. (1997): Fortschreibung der Monographie des Rheingebietes für die Zeit 1971-1990 / Actualisation de la Monographie du Bassin du Rhin pour la période 1971-1990. ISBN 90-7098025-8

1-16 GRABS, W. (ed.) (1997): Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. ISBN 90-70980-26-6

I-17 ENGEL, H. (1999): Eine Hochwasserperiode im Rheingebiet. Extremereignisse zwischen Dez.1993 und Febr. 1995. ISBN 90-70980-28-2

1-18 KOS, Th.J.M.; SCHEMMER, H; JAKOB, A. (2000): Feststoffmessungen zum Vergleich von Messgeräten und Messmethoden im Rhein, 10-12 März 1998. ISBN 90-36953-54-5

I-19 BARBEN, M.; et al. (2001): Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen – Erfahrungen aus den Rheinanliegerstaaten. ISBN 90-36954-11-8

I-20 KRAHE, P.; HERPERTZ, D. (2001): Generation of Hydrometeorological Reference Conditions for the Assessment of Flood Hazard in large River Basins - Papers presented at the International Workshop held on March 6 and 7, 2001 in Koblenz. ISBN 90-36954-18-5

I-21 KRAHE, P et al.; (2004): Entwicklung einer Methodik zur Analyse des Einflusses dezentraler Hochwasserrückhaltemaßnahmen auf den Abfluss des Rheins.ISBN90-36956-74-9

I-22 BELZ, J.U. et al. (2007): Das Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert - Analyse, Veränderungen, Trends. ISBN 978-90-70980-33-7

Katalog/Catalogue 1 SPROKKEREEF, E. (1989): Verzeichnis der für internationale Organisationen wichtigen Meßstellen im Rheingebiet / Tableau de stations de mesure importantes pour les organismes internationaux dans le bassin du Rhin. ISBN 90-70980-08-8.

Berichte unter der Schirmherrschaft der KHR

II-1 MADE, J.W. VAN DER (1982): Quantitative Analyse der Abflüsse (nicht mehr lieferbar) / Analyse quantitative des débits (édition épuisée)

II-2 GRIFFIOEN, P.S. (l 989): Alarmmodell für den Rhein / Modèle d'alerte pour le Rhin. ISBN 9070980-07-x

II-3 SCHRÖDER, U. (1990): Die Hochwasser an Rhein und Mosel im April und Mai 1983 / Les crues sur les bassins du Rhin et de la Moselle en avril et mai 1983. ISBN 90-70980-09-6

II-4 MAZIJK, A. VAN; VERWOERDT, P.; MIERLO, J. VAN, BREMICKER, M.,WIESNER, H.; (1991): Rheinalarmmodell Version 2.0 - Kalibrierung und Verifikation / Modèle d'alerte pour le Rhin version 2.0 - Calibration et vérification. ISBN 90-70980-12-6

II-5 MADE, J.W. VAN DER; (1991): Kosten-Nutzen-Analyse für den Entwurf hydrometrischer Meßnetze / Analyse des coûts et des bénéfices pour le projet d'un réseau hydrométrique. ISBN 9070980-14-2

II-6 CHR/KHR (1992): Contributions to the European workshop Ecological Rehabilitation of Floodplains, Arnhem, The Netherlands, 22-24 September 1992. ISBN 90-70980-15-0

II-7 NEMEC, J. (1993): Comparison and selection of existing hydrological models for the simulation of the dynamic water balance processes in basins of different sizes and on different scales. ISBN 90-70980-16-9

II-8 MENDEL, H.G. (1993): Verteilungsfunktionen in der Hydrologie. ISBN 90-70980-19-3

II-9 WITTE, W.; KRAHE, P.; LIEBSCHER, H.J. (1995): Rekonstruktion der Witterungsverhältnisse im Mittelrheingebiet von 1000 n. Chr. bis heute anhand historischer hydrologischer Ereignisse. ISBN 90-70980-20-7

II-10 WILDENHAHN, E,; KLAHOLZ, U. (1996): Grobe Speicherseen im Einzugsgebiet des Rheins. ISBN 90-70980-21-5

II-11 SPREAFICO, M.; LEHMANN, C.; SCHEMMER, H.; BURGDOR-FFER, M.; KOS, T.L. (1996): Feststoffbeobachtung im Rhein, Beschreibung der Meßgeräte und Meßmethoden. ISBN 90-70980-22-3
II-12 SCHÂDLER, B. (Red.) (1997): Bestandsaufnahme der Meldesysteme und Vorschläge zur Verbesserung der Hochwasservorhersage im Rheingebiet. Schlußbericht der IKSR-Arbeitseinheit 'Meldesysteme / Hochwasservorhersage' - Projektgruppe 'Aktionsplan Hochwasser' / Annonce et prévision des crues dans le bassin du Rhin. Etat actuel et propositions d'amélioration. Rapport final de l'unité de travail 'Systèmes d'annonce / prévision des crues' - Groupe de projet 'Plan d'action contre les inondations'. ISBN 90-70980-27-4
II-13 DRÖGE, B.; HENOCH, H.; KELBER, W.; MAHR, U.; SWANENBERG, T.;, THIELEMANN, T.; THURM, U. (1999): Entwicklung eines Längsprofils des Rheins. Bericht für die Musterstrecke von Rhein-km 800 - 845. Arbeitsgruppe 'Sedimenttransport im Rhein' Projekt 3. ISBN 90-70980-29-0
II-14 MAZIJK, A.. VAN; LEIBUNDGUT, CH.; NEFF, H.P. (1999): Rhein-Alarm-Modell Version 2. 1. Erweiterung um die Kalibrierung von Aare und Mosel. Kalibrierungsergebnisse von Aare und Mosel aufgrund der Markierversuche 05/92, 11/92 und 03/94. ISBN 90-70980-30-4
II-15 KWADIJK, J.; DEURSEN, W. VAN (1999): Development and testing of a GIS based water balance model for the Rhine drainage basin. ISBN 90-70980-31-2
II-16 MAZIJK, A.. VAN;, GILS, J.A.G. VAN; WEITBRECHT, V.; VOLLSTEDT, S. (2000): ANALYSE und EVALUIERUNG der 2D-MODULE zur Berechnung des Stofftransportes in der Windows-Version des RHEINALARMMODELLS in Theorie und Praxis. ISBN 90-36953-55-3
II-17 SPREAFICO, M.; WEINGARTNER, R, et al; (2002): Proceedings International Conference on Flood Estimation, March, 6-8, 2002 Berne, Switzerland. ISBN 90-36954-60-6
II-18 BRONSTERT, A, et al; (2003): LAHoR – Quantifizierung des Einflusses der Landoberfläche und der Ausbaumassnahmen am Gewässer auf die Hochwasserbedingungen im Rheingebiet. ISBN 90-70980-32-0
II-19 KROEKENSTOEL, D.F.; VELZEN, E.H. VAN (2003): Morphologische Berechnungen mit Sedimentmischungen – Zukunftmusik oder eine realistische Alternative? ISBN 90-36954-98-3

ANHANG

Anhang A1: **Angewandte Methoden der Datenanalyse für Kenngrößen von Niederschlag und Abfluss**

Anhang A2: **Zur Erläuterung der Großwetterlage nach HESS & BREZOWSKY**

Anhang A3: **Charakterisierung niederschlagsreicher Großwetterlagen**

Anhang A4: **Beschreibung der Rheinregime-Datenbank**

Anhang A5: **Ergebniszusammenfassungen für die einzelnen Teileinzugsgebiete der Untersuchung**

Anhang A1: Angewandte Methoden der Datenanalyse für Kenngrößen von Niederschlag und Abfluss

A 1-1 Gleitendes arithmetisches Mittel und Trendanalyse

Zur Untersuchung der langfristigen Grundrichtung der zeitlichen Entwicklung der Kenngrößen diente zum Einen die 9jährige gleitende arithmetische Mittelung, die vor allem bei der visuellen Untersuchung von Zeitreihen nützlich ist. Zum Anderen wurde in diesem Kontext die Trendanalyse eingesetzt.

Die Berechnung der **gleitenden Mittelwerte** geschieht in der Absicht, über eine Glättung der Wertereihe eine eventuelle gerichtete Entwicklung erkennbar werden zu lassen. Durch fortschreitende gleitende Mittelung wird eine Zeitreihenfunktion dem Trendanteil angenähert. Die Berechnung der geglätteten (gefilterten) Werte z.B. der ungeraden Ordnung *2q+1* ergibt sich zu

$$Y(t) = \frac{1}{2q+1} \sum_{r=-q}^{q} X(t-r)$$

mit $Y(t)$ = gefilterter Zeitreihenwert
$2q$ = Mittelungsintervall
$X(t)$ = Zeitreihenwert

Die Zeitreihe ist also kürzer als die ursprüngliche und hat die Länge *n-2q*.

Bei der **Trendanalyse nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate (FQS)** geschieht die Berechnung der Trendgeraden

$Y_i = a + b * t$ mit Y_i = abhängige Zufallsvariable
t = Zeit (unabhängige Variable)
a = Ordinatenachsenabschnitt der Regressionsbeziehung
b = Steigungskoeffizient

analog dem Schätzverfahren einer Regressionsgeraden. Dabei werden die Parameter *a* und *b* nach FQS-Verfahren so geschätzt, dass die Summe der quadrierten Abweichungen zwischen tatsächlicher und berechneter Zielgröße minimal wird.

Daraus abzuleiten sind die Trends oder auch **Trendwerte *T*** (Zunahme/Abnahme) relativ gesehen als T_r in Prozentwerten pro Jahr (vgl. u.a. RAPP & SCHÖNWIESE 1995)

$$T_r = (b / a) * 100$$

und als T_a in absoluten Zahlen in m³/s im Beobachtungszeitraum

$$T_a = b * (BE - BB + 1)$$

mit *BB* – Beobachtungbeginn (Anfangsjahr der Reihe)
BE – Beobachtungsende (Endjahr der Reihe)
b – Steigungskoeffizient der Trendgeraden

d.h. man erhält eine Aussage über die im Laufe der Jahre erfolgte Änderung der Kenngröße gegenüber der Situation am Anfang des Untersuchungszeitraums. Im Ergebnis entspricht die o.g. Vorgehensweise der bei RAPP (2000, S. 8) beschriebenen Trendermittlung als Differenz des ersten und des letzten Ordinatenwertes der Regressionsgerade für das betrachtete Zeitintervall.

Zur Beurteilung darüber, ob die festgestellten Veränderungen entlang der Zeitachse lediglich zufälligen, ungesicherten-tendenziellen Charakter haben oder ob sie als signifikante, trendartige Veränderung einzustufen sind, wird der nicht-parametrische **Mann-Kendall-Test** eingesetzt (KENDALL, 1970). Dieser Test kapriziert sich auf die Suche nach einem relativen Ansteigen oder Abfallen der Reihen- bzw. Serienwerte. Dergestalt können zwar keine Informationen über den zeitlichen Verlauf der Änderung abgeleitet werden, aber die gewünschten Aussagen über die Signifikanz der Änderung sind möglich. Das Testkriterium wird in der ursprünglich

von Mann eingeführten Form durch Aufsummierung der Vorzeichenfunktion über alle möglichen Paare (x_i,x_j) für i<j einer Zeitreihe X mit n Werten und ½ n (n-1) möglichen Paaren erhalten. Durch die Erweiterung von Kendall können sogenannte Bindungen, also Paare mit betragsmäßig identischen Reihenwerten, unter Berücksichtigung kombinatorischer Rechenregeln in geeigneter Weise berücksichtigt werden, so dass sich als Testkriterium ergibt:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} \mathrm{sgn}(x_j - x_i)$$

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{1} b_1(b_1-1)(2b_1+5)}{18}$$

$$S' = S - \mathrm{sgn}(S)$$

$$Z = \frac{S'}{\sqrt{Var(S)}}$$

$$p = 2(1 - pSNV(Z))$$

Dabei ist b_1 die Anzahl der identischen Reihenwerte der Bindung 1, also aller identischen Paare, die sich für den zeitlichen Abstand *1=j-i* ergeben und *pSNV* die Standardnormalverteilung. Der Trend ist signifikant, wenn ***p*** größer ist als die angenommene Irrtumswahrscheinlichkeit.

In der Studie wurde der Mann-Kendall-Test auf zwei unterschiedlichen Signifikanzniveaus eingesetzt, um Entwicklungen gleichermaßen frühzeitig erkennen als auch in ihrer Ausprägung besser bewerten zu können: Das „Entdeckerniveau“ 80% springt bereits frühzeitig an und steht dann für schwache Signifikanzen mit geringerer Stabilität; das „Absicherungsniveau“ 95% dagegen gewährleistet größere Gewissheit. Letztendlich ist demnach folgende Klassifizierung zu unterscheiden:

Mann-Kendall-***p***	< 80% :	Tendenz, d.h. kein gesicherter Trend, als einzeln für sich genommenes Resultat ohne statistische Relevanz
Mann-Kendall-***p***	> 80 aber < 95% :	Trend, d.h. statistisch abgesicherte gerichtete Entwicklung
Mann-Kendall-***p***	≥ 95% :	Starker Trend, d.h. statistisch gut abgesichert

Der Nachweis von Trendsignifikanzen ist, unabhängig von der jeweils verwendeten Methode, stets umso problematischer, desto kürzer die untersuchte Datenreihe ist (Gesichtspunkt der der *zeitlichen Repräsentanz* eines Trends, vgl. RAPP, 2000). Je kleiner die Stichprobe, desto stärker muss ein vorhandener Trend sein, um nachgewiesen werden zu können. Die kürzeste in vorliegender Studie untersuchte Zeitreihe umfasst 50 Jahre. Die vielfach als Untergrenze für die sinnvolle Durchführung von Trend-Signifikanztests diskutierte Stichprobenmindestgröße von 30 Werten (hier also: 30 Jahren) wird damit deutlich überschritten.

Nach Literaturangaben führt eine Autokorrelation in Zeitreihen zur vermehrten Wahrscheinlichkeit, dass der Mann-Kendall-Test einen signifikanten Trend findet, d.h. dass eine Ablehnung der Nullhypothese „kein Trend“ erfolgt, obwohl die Nullhypothese wahr ist (YUE & PILON in STORCH, 1995). Bei den Reihendaten mit ihren konstanten Zeitschritten zwischen den Einzelwerten wurde daher jeweils eine Autokorrelationsanalyse (s.u.) durchgeführt. Diese

kann bei Seriendaten mit variablen Zeitintervallen zwischen den Stichprobenelementen nicht angewendet werden. Jedoch wurde in diesen Fällen zumindest durch konsequente Beachtung der Unabhängigkeitsregel gemäß DVWK (1976) bzw. DVWK (1999) versucht, dieses Problem zu minimieren.

A 1-2 Cox-Stuart-Dispersionstest

Dieses Verfahren der Homogenitätsanalyse ist ein nicht-parametrischer Test auf trendhafte Veränderung der Streuung innerhalb der Stichprobe. Dies geschieht über einen Abgleich der Spannweiten zwischen den Wertepaaren zweier zu untersuchender Teilstichproben. Die Teilstichproben werden gebildet durch Trennung in der zeitlichen Mitte der zu prüfenden Reihe.

Bei Prüfung werden korrespondierende Spannweiten der paarweisen Nachbarwerte zur Ermittlung des jeweiligen Vorzeichens verwendet.

$$x_i = x_{i+1} - x_{i-1}, \qquad x_{i+m} = x_{i+m+1} - x_{i+m-1} \qquad m = \begin{cases} n/2, & \textit{wenn n gerade, sonst} \\ (n+1)/2, & \end{cases}$$

$$y_i = x_{i+m} - x_i, \qquad \text{für} \quad i = \begin{cases} 1,..,m & \text{wenn } n \text{ gerade, sonst} \\ 1,...,m-1 & \end{cases}$$

Als Prüfgröße wird dann die Anzahl von y_i mit positiven Vorzeichnen verwendet.

$$T = \sum_{i=1}^{m} \operatorname{sgn}(y_i) \qquad \text{mit sgn (yi)} = \begin{cases} 1 & \textit{wenn yi > 0} \\ 0 & \textit{sonst} \end{cases}$$

Geprüft werden folgende Hypothesen:
H01: P(yi>0)≤P(yi<0) gegen H11: P(yi>0)>P(yi<0)
(kein Aufwärtstrend gegen Aufwärtstrend)
H02: P(yi>0)≥(yi<0) gegen H12 :P(yi>0)<P(yi<0)
(kein Abwärtstrend gegen Abwärtstrend)
Testentscheidung bei Irrtumswahrscheinlichkeit α : H0i wird verworfen, wenn $T < r^*$ *(i=1)* oder $T > 1-r^*$ *(i=2)*
mit $r^* = 1/2(1 - u_{1-\alpha/2} \sqrt{m}$
und *u* Quantile der Standardnormalverteilung.

A 1-3 Sprung- bzw. Bruchpunktanalyse

Die Sprunganalyse (synonym: Bruchpunktanalyse) wird eingesetzt, um markante Veränderungen in im mittleren Verhalten von Zeitreihen zu identifizieren, die abrupt zu einem bestimmten Termin eintreten. In vorliegender Arbeit eingesetzt wurden die beiden nichtparametrischen Verfahren nach Pettitt und nach Bai & Perron.

Nach **PETTITT (**1979) wird die folgende $U_{i,n}$-Statistik (nach Mann und Withney) für jeden Zeitpunkt *i* einer Zeitreihe $X_{i,\ i=1,n}$ ermittelt:

$$U_{i,n} = \sum_{k=1}^{i} \sum_{j=i+1}^{n} \mathrm{sgn}(x_k - x_j), mit\ \mathrm{sgn}(x) = \begin{cases} -1 & wenn\ z < 0 \\ 0 & wenn\ z = 0 \\ 1 & wenn\ z > 0 \end{cases}$$

Der wahrscheinlichste Punkt für einen Bruch ist dann

$$K_n = \max|U_{i,n}| \qquad für\ 1 \le i \le n$$

und die Wahrscheinlichkeit, dass dieser Bruchpunkt eine reale Änderung der Zeitreihe signalisiert, ist

$$P = 1 - \exp\left(\frac{-6K_n^2}{n^3 + n^2}\right)$$

In vorliegender Studie wurde das Verfahren, ähnlich wie die Trendanalyse, mit den beiden Signifikanzniveaus 80% („Entdeckerniveau“) und 95% („Absicherungsniveau“) angewendet.

Bei allmählich eintretenden Veränderungen, d.h. in der Gewässerkunde z.B. bei Vorhandensein mehrerer über die Jahre peu-a-peu in Betrieb gehenden Speichern, ist die Sensibilität dieses Verfahrens - außer bei sehr markanten Modifikationen im Zeitreihenverhalten - in aller Regel überfordert. Dagegen werden singuläre Ereignisse, gerade wenn sie an kleineren Gewässern mit wenigen abflussbezogenen Wirkprozessüberlagerungen stattfinden, zumeist mit guter Passgenauigkeit identifiziert. Methodenbedingt ist je nach Stichprobe bei der Ergebnisinterpretation eine mögliche leichte Unschärfe von einigen wenigen Jahren einzukalkulieren.

Die Sprunganalyse nach Pettitt arbeitet zuverlässig, hat aber wesentliche Schwächen: Stets kann z.B. nur ein Bruchpunkt in einer Zeitreihe identifiziert werden. Durch Hintereinanderschachtelung des Tests in der Form, dass man jede der durch einen ausgewiesenen Sprung getrennten Teilzeitreihen einem erneuten Pettitt-Test unterzieht usw. lassen sich zwar mehrere Bruchpunkte in einer Gesamtreihe berechnen, allerdings nicht immer mit guter Ergebnisqualität: Grund ist die mit dem sich verkleinernden Stichprobenumfang der Teilreihen schwindende Testmacht des Verfahrens. Das Pettitt-Verfahren braucht zur Erreichung voller Testmacht eine Vor- und Nachlaufzeit von jeweils etwa 20 Jahren. Daher wird z.B. ein markanter Bruchpunkt, der im Jahre 1964 liegt, bei Zugrundelegung eines Untersuchungszeitraums von 1901-2000 treffend erkannt, nicht aber bei Reihe 1951-2000, es sei denn er ist sehr stark ausgebildet. Stattdessen wird bei der verkürzten Periode dann ein in seiner Bedeutung eigentlich sekundärer Bruchpunkt als wichtigster erkannt, weil der den verfahrenstechnischen Vorzug hat, sich außerhalb der o.g. Vor- und Nachlaufzeit zu befinden. In vorliegender Untersuchung kam es daher häufig zur Ausweisung eines Sprungs zu Beginn der 70er Jahre anstatt des bei der einhundertjährigen Stichprobe detektierten 1964er Bruchpunkts.

Aus diesem Grunde wurde mit dem **Bruchpunkttest nach Bai & Perron** ein weitere sprunganalytische Methode eingesetzt, welche gleichzeitig mehrere Bruchpunkte in einer Zeitreihe identifizieren kann. Das Verfahren (BAI & PERRON, 1998) arbeitet vereinfacht wie folgt: Für eine Zeitreihe/-serie wird eine als sinnvoll vermutete (Höchst-)Anzahl an Strukturbrüchen vorgegeben und jede dabei mögliche Kombination von Bruchpunkten betrachtet. An die sich ergebenden Teilreihen wird mit Hilfe der Kleinste-Quadrate-Methode jeweils eine Konstante (z.B. der Mittelwert) angepasst, die entsprechende Residuenquadratsumme wird berechnet und über alle Teilreihen aufsummiert. Ziel ist es, die Gesamt-Residuenquadratsumme zu mi-

nimieren. Dabei minimiert das Verfahren im Grunde eine Straffunktion: Wurde z.B. vorgegeben, dass es höchstens zwei Sprünge geben soll, berechnet das Verfahren zunächst die Straffunktion für 0 Sprünge, dann für einen Sprung für jeden Wert des Datensatzes und dann für zwei Sprünge, indem es einen Sprung zunächst für den ersten Wert annimmt und den zweiten Bruchpunkt dann auf jeden anderen möglichen Wert legt. Danach legt es den ersten Sprung auf den zweiten Wert und lässt den zweiten Sprung durch die Daten laufen und so weiter. Am Ende prüft das Programm, welche Kombination die kleinste Straffunktion geliefert hat und gibt das als Schätzung für die Bruchpunkte aus.

Nach im Rahmen von Eignungs-Voruntersuchungen angestellten Testrechnungen weist der Bruchpunkttest nach Bai & Perron zwar insgesamt weniger Sprünge aus als das Pettitt-Verfahren, wobei die Ergebnisse dann zumeist auch zeitlich zusammenfallen. Aus den Fällen, wo Bruchpunkte aber von Bai & Perron und Pettitt an unterschiedlicher Stelle identifiziert werden, scheint eine Tendenz dahingehend erkennbar, dass das Bai & Perron-Verfahren eher Sprünge erkennt, die Teilzeiträume mit unterschiedlichen Teiltrends abtrennen, wohingegen Pettitt eher auf gravierende Unterschiede in den Mittelwerten zweier Teilzeiträume abstellt. Demnach ergänzen sich beide Verfahren in vorteilhafter Art und Weise.

A 1-4 Variabilitätsanalysen

Zur Bestimmung des Schwankungsverhaltens bestimmter Kenngrößen über die Zeit wurden zwei verschiedene mehrstufige Verfahren eingesetzt: die Analyse des **robusten Variationskoeffizienten *v*** und der **durchschnittlichen Abweichung *d***. Dabei waren in der ersten Stufe jeweils unter Zugrundelegung der Monatsmittel bzw.- summen zunächst die einzelnen Werte der jährlichen bzw. halbjährlichen Datenserien zu berechnen:

v analysiert untersucht die Lage der extremen Q_5 bzw. Q_{95}-Quantils-Schranken und deren Verhältnis zueinander, innerhalb der 90% aller Werte der Zeitreihe liegen. Es wird also nicht allein die Variationsbreite untersucht, sondern auch Gesichtspunkte der Häufigkeitsverteilung der Stichprobenwerte geht in die Aussage mit ein. Nicht berücksichtigt wird allerdings dabei, wie die Extremwerte außerhalb der Quantilsgrenzen beschaffen sind, ob sie nahe am Q_5 bzw. Q_{95}-Wert liegen oder weiter davon entfernt liegen (extremer ausfallen). Die echten Extremwerte werden über die Einbeziehung des Medians als verteilungssymmetrische Bezugsgröße nur sehr unvollkommen berücksichtigt, d.h. ***v*** arbeitet eher im Hinblick auf das auf Extremverhalten, aber nicht direkt bezogen auf die absoluten Extremwerte der Stichprobe (der Jahres- bzw. Halbjahresreihe).

$\boldsymbol{v} = (Q_{95}-Q_5):Me$ mit Q_{95} = 95%-Quantil der Jahres- bzw. Halbjahresreihe
Q_5 = 5%-Quantil der Jahres- bzw. Halbjahresreihe
Me = Median der Jahres- bzw. Halbjahresreihe

d ermittelt den arithmetischen Mittelwert der absoluten Beiträge der Datenabweichung der (Monats-)Einzelwerte vom arithmetischen Mittel der Stichprobe. Es wird also fokussiert auf die Streuung der Stichprobe um den arithmetischen Mittelwert.

$$\boldsymbol{d} = \frac{1}{n}\sum\left|x_i - \bar{x}\right|$$

mit n = Stichprobenumfang
x_i = (Monats-)Einzelwerte der Stichprobe
$\bar{x}$ = arith. Mittelwert der Stichprobe

Die gewonnenen Zeitreihen wurden anschließend jeweils mit den o.g. Verfahren der Trend- und Sprunganalyse untersucht.

A 1-5 Saisonalitätsanalyse

Zur Kennzeichnung der Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüssen wurde in vereinfachender Weise die verbreitete **Klassifizierungsmethode von PARDÉ** (1964) angewendet. Grundlage dieser Klassifizierung ist der vieljährige mittlere Jahresgang des Abflusses an einem Pegel, dargestellt in den sogenannten Pardé-Diagrammen. Deren Datenbasis wird gelegt durch die Berechnung des Verhältnisses jedes einzelnen der zwölf vieljährigen Monats-MQ zu dem entsprechenden vieljährigen Jahres-MQ (Pardé-Koeffizient). Die Berechnung von Pardé- Koeffizienten bewirkt stets eine Normierung, welche den direkten Vergleich verschiedener Jahresganglinien miteinander erleichtert.

Der Abflusskoeffizient k_i ist wie folgt definiert:

$$k_i = \overline{mMQi} \Big/ \overline{MQ}$$

mit $\overline{mMQ}\,i$ – vieljährig gemittelter monatlicher Abfluss im Einzelmonat *i, (i=I, XII)* [m³/s]

d.h. $\overline{mMQ_i} = 1/n \cdot \sum_{j=1}^{n} mMQ_{i,\,j}$

mit n = Anzahl der Jahre der Untersuchungsperiode

und $\overline{MQ}$ – vieljährig gemittelter jährlicher Abfluss [m³/s]

$$\overline{MQ} = \frac{\sum_{j=1}^{n} MQ_j}{n}$$

Aus den zwölf normierten monatlichen Koeffizienten kann man sogenannte Regimekurven bilden. Deren Verlauf wird wesentlich durch die monatlichen Wasserbilanz im Einzugsgebiet bestimmt. Pardé unterscheidet aufgrund Anzahl und Lage der Maxima und Minima im Jahresgang, Speisungsart des Abflusses sowie Schwankungsbreite der Koeffizientenwerte eine Vielzahl von Abflussregime-Typen, die hier nicht im Einzelnen erläutert werden sollen. Die wichtigste Unterscheidung ist die in einfache (im Diagramm eingipfelige) Typen und in komplexe, im Jahresgang durch Überlagerung verschiedener Vorgänge mehrgipfelig erscheinende Abflussregime. Die Abflussmaxima werden entweder durch Gletscherschmelzwasser (glaziäres Regime), Schneeschmelzwasser (nivales Regime) oder Regenwasser (pluviales Regime) gespeist.

Der **Saisonalitätsindex nach BURN** (1994) erlaubt eine Aussage darüber, wann im Kalenderjahr und mit welcher Wahrscheinlichkeit ein (Hoch- oder Niedrigwasser-) Extremereignis auftritt. Im Ergebnis erhält man das wahrscheinlichste Eintrittsdatum für ein Extremereignis mit dem Stabilitätsmaß dafür, dass das Ergebnis tatsächlich an diesem Tag im Jahr eintritt.

Zur Berechnung wird D_i als das julianische Datum des Auftretens des i-ten Ereignisses definiert, wobei D=1 für den 1. Januar und D=365 für den 31. Dezember steht. D wird in Polarkoordinaten auf dem Einheitskreis mit dem Winkel Θ dargestellt. Die Richtung des mittleren

Vektors für alle Ereignisse ergibt das mittlere Eintrittsdatum *MD* und die Länge *r* des mittleren Vektors ist ein Maß für die Variabilität des Eintrittsdatums. Werte für $\bar{r}$ liegen zwischen 0 (Ereignisse treten gleichwahrscheinlich während aller Tage des Jahres auf) und 1 (alle Ereignisse treten an einem einzigen Tag im Jahr auf).

Die Berechnung von *MD* und $\bar{r}$ erfolgt nach folgenden Gleichungen:

$$\theta_i = D_i\left(\frac{2\pi}{365}\right), i = 1, n$$

$$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\cos(\theta), \quad \bar{y} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\sin(\theta)$$

$$\bar{\theta} = \tan^{-1}\left(\frac{\bar{y}}{\bar{x}}\right)$$

$$MD = \bar{\theta}\,\frac{365}{2\pi}$$

$$\bar{r} = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2}$$

Es ist zu beachten, dass die beim Burn-Test resultierenden taggenauen Datumsangaben eher orientierenden Charakter vor dem Hintergrund einer Wahrscheinlichkeitsaussage haben und nicht als Vorhersagewert missinterpretiert werden sollten.

A 1-6 Bestimmtheitsmaß

Das Bestimmtheitsmaß *B* ist das Quadrat des Korrelationskoeffizienten (d.h. $B = r^2$)und wird auch als Determinationskoeffizient bezeichnet. Es gibt an, in welchem Ausmaß die Varianz der einen (abhängigen) Variablen auf die Varianz der anderen (unabhängigen) Variablen zurückgeführt werden kann. Es umfasst einen Wertebereich von $0 \leq B \geq 1$.

Je größer der Wert für *B*, desto stärker ist die abhängige durch die unabhängige Variable determiniert (vgl. u.a. BAHRENBERG et al., 1990).

A 1-7 Autokorrelationsanalyse

Die (parametrische) Autokorrelationsanalyse dient als Informationsquelle zur Erleichterung der richtigen Interpretation der mit den o.g. Methoden berechneten Ergebnisse. Sie wurde bei den Reihendaten mit konstanten Zeitschritten zwischen den Einzelwerten ergänzend durchgeführt.

Die Autokorrelation gibt an, wie stark sich die Werte einer Zeitreihe in Abhängigkeit von *t* gegenseitig beeinflussen: Der Autokorrelationskoeffizient zur Verschiebung (lag)*k* quantifiziert den Zusammenhang zwischen einer Zeitreihe mit sich selbst, an der Zeitachse verschoben um *k* Zeitinkrement-Einheiten. Es ist also die Korrelation zwischen den Zufallsvariablen X_i und X_{i+k}. Sie wird sich wie folgt berechnet:

$$\mathrm{cov}_x(k) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n-k}(x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x}), k = 0,1,...,K$$

$$cor_x(k) = \frac{\mathrm{cov}_x(k)}{\mathrm{cov}_x(0)}, k = 0,1,...,K$$

mit

x_i	Werte der äquidistanten Zeitreihe
$cov_x(k)$	Autokovarianzfunktion
$cor_x(k)$	Autokorrelationsfunktion
K	Maximale Verschiebung

Ebenfalls als hintergrundbildende Zusatzinformation wurde die **Spektralanalyse** für wenige, für Großregionen mehr oder weniger repräsentative Einzelstationen in Verbindung mit paralleler Klimadatenanalyse durchgeführt.

Die Spektralanalyse dient der Analyse autokorrelierter (mittelwertbereinigter) Zufallsvariablen X_1 im Frequenzbereich. Dies bedeutet, dass mit dem Verfahren herausgearbeitet werden kann, wie viel von der gesamten Varianz der Zeitreihe dadurch erklärt werden kann, dass Zyklen einer definierten Periodenlänge auftreten. Der klassische und in allen hydrologischen Zeitreihen auftretende Zyklus ist der auch im Zuge der Saisonalitätsanalyse betrachtete Jahreszyklus. Darüber hinaus werden aber im Rahmen spektraler Analysen geophysikalischer Zeitreihen auch andere Zyklen diskutiert, z. B. der elfjährige Sonnenfleckenzyklus oder die zweijährige so genannte "Quasi-biennial Oscillation" (QBO). Auf einer Darstellung der aufwendigen Methodik wird an dieser Stelle verzichtet und auf einschlägige Literatur, z.B. auf WILLEMS & DICK (2002) verwiesen.

Die Auswertung ging in vorliegender Studie vor allem im Hinblick auf vorhandene Zusammenhänge zwischen den periodischen Schwingungen der Niederschlags- und der Abflussreihen vonstatten.

4.3.3 Weitergehende Methoden der Klimauntersuchung

Mit Ausnahme der klimatischen Wasserbilanz liegen sämtliche Daten als Monatsmittel- und Monatssummen vor. Die folgenden statistischen Analysen wurden jeweils für die hydrologischen Halbjahre (November bis April und Mai bis Oktober) und Jahre (November bis Oktober) der Zeitreihe 1901/2000 angewendet. Das Trend-Rausch-Verhältnis wurde zudem für die Monatswerte der Gebietsmittelreihe des Gesamtgebietes (Rheineinzugsgebiet bis zum Pegel Lobith) berechnet.

Standardisierten Anomalien

Die Berechnung der standardisierten Anomalien erfolgt gemäß

$$X_i = \frac{(X_i - X_M)}{s}$$

mit X_M = Mittelwert und s = Standardabeichung

Die statistischen Momente wurden für die Gesamtperiode 1901 bis 2000 berechnet. Die graphische Darstellung der Halbjahres- und Jahreswerte erfolgt dann mit 9-jährig gleitenden Mittelwerten, linearer Trendgerade und dem Mittelwert der Periode 1901 bis 2000;

Trend-Rausch-Verhältnis (T/R)
Die lineare Trendanalyse der Ausgangsgrößen (nicht standardisierte Werte) nach der Methode der kleinsten Quadrate bildet die Voraussetzung. Der Trend oder Trendwert T bedeutet dann im engeren Sinne nach SCHÖNWIESE et al. (1993) die Differenz der Ordinatenwerte der linearen Trendgeraden am Ende des beobachteten Zeitintervalls gegenüber dem Anfang. Division des Trendwertes durch die Standardabweichung s liefert das sog. Trend-Rauschverhältnis T/R. Dieses gibt an, wie groß der Trend gegenüber der gesamten Zeitreihenvarianz ausfällt, d.h. inwieweit tatsächlich aus dem analysierten Datenmaterial eine gerichtete Entwicklung herauszulesen ist. Bei normalverteilten Datenkollektiven entspricht T/R = 1 einer Signifikanz von 80 % und T/R = 2 einer Signifikanz von 95% des Trendwertes. Das T/R Verhältnis wird zusätzlich für die Zeitreihe 1951/2000 berechnet;

Dekadenmittel
Graphische Darstellung der 10-Jahresmittel (Dekadenmittelwerte) und der Standardabweichungen, beginnend mit der Dekade 1901/10.

Anhang A2: Zur Erläuterung der Großwetterlage nach HESS & BREZOWSKY

Anhang A2: Erläuterung Großwetterlagen nach HESS & BREZOWSKY

Tabelle A_2: Großwetterlagen (GWL) nach HESS UND BREZOWSKY (1977) mit Zuweisung ob die GWL ganzjährig mit Niederschlag (F) oder i.A. mit keinem oder nur geringem Niederschlag (T) verbunden ist

GWL-Nr.	GWL	GWL-Kürzel	Niederschlag
A. Großwetterlagen der zonalen Zirkulationsform			
1	Westlage, antizyklonal	WA	T
2.	Westlage, zyklonal	WZ	F
3.	Südliche Westlage	WS	F
4.	Winkelförmige Westlage	WW	F
B. Großwetterlagen der gemischten Zirkulationsform			
5.	Südwestlage, antizyklonal	SWA	T
6.	Südwestlage, zyklonal	SWZ	F
7	. Nordwestlage, antizyklonal	NWA	T
8.	Nordwestlage, zyklonal	NWZ	F
9.	Hoch Mitteleuropa	HM	T
10.	Hochdruckbrücke (Rücken) Mitteleuropa	BM	T
11.	Tief Mitteleuropa	TM	F
C. Großwetterlagen der meridionalen Zirkulationsform			
12.	Nordlage, antizyklonal	NA	T
13.	Nordlage, zyklonal	NZ	F
14.	Hoch Nordmeer-Island, antizyklonal	HNA	T
15.	Hoch Nordmeer-Island, zyklonal	HNZ	F
16.	Hoch Britische Inseln	HB	T
17.	Trog Mitteleuropa	TRM	F
18.	Nordostlage, antizyklonal	NEA	T
19.	Nordostlage, zyklonal	NEZ	F
20.	Hoch Fennoskandien, antizyklonal	HFA	T
21.	Hoch Fennoskandien, zyklonal	HFZ	F
22.	Hoch Nordmeer-Fennoskandien, anti-zyklonal	HNFA	T
23.	Hoch Nordmeer-Fennoskandien, zyklonal	HNFZ	F
24.	Südostlage, antizyklonal	SEA	T
25.	Südostlage, zyklonal	SEZ	F
26.	Südlage, antizyklonal	SA	T
27.	Südlage, zyklonal	SZ	F
28.	Tief Britische Inseln	TB	F
29.	Trog Westeuropa	TRW	F
(30.) Übergang U	Übergang	U	-

Anhang A3: Charakterisierung niederschlagsreicher Großwetterlagen

(WZ, Ws und TM nach GERSTENGARBE & WERNER, 1999)

Anhang A3: Charakterisierung niederschlagsreicher Großwetterlagen (WZ, Ws und TM nach GERSTENGARBE & WERNER, 1999):

Großwetterlage: West, zyklonal
Einzelstörungen wandern mit eingelagerten Zwischenhochdruckgebieten oder -keilen in einer in normaler Lage befindlichen Frontalzone zwischen 50° und 60°N vom Seegebiet westlich Irland über die Britischen Inseln, Nord- und Ostsee hinweg nach Osteuropa und biegen dann, besonders im Winter, nach Nordosten um. Das steuernde Zentraltief liegt meist nördlich von 60°N, so dass über dem Nordatlantik und dem europäischen Nordmeer tiefer Luftdruck herrscht. Das in normaler Lage befindliche Azorenhoch reicht meist mit einem Ausläufer nach Südfrankreich oder sogar bis in den Alpenraum. Oberitalien bleibt meistens antizyklonal beeinflusst.

Wetter:

- **Frühjahr:** Tagesminimum der Lufttemperatur übernormal, das Tagesmaximum normal, das Tagesmittel nur tendenziell übernormal; Niederschlag übernormal.
- **Sommer:** Kälter als normal; bei überdurchschnittlicher Anzahl an Niederschlagstagen ist die Niederschlagsmenge im Süden und Westen unternormal, sonst übernormal.
- **Herbst:** Wärmer als normal; Niederschlag übernormal.
- **Winter:** Wärmer als normal; Niederschlag übernormal.

Großwetterlage: Südliche Westlage
Einzelstörungen wandern in einer weit nach Süden verschobenen Frontalzone vom Seegebiet südwestlich Irland über die Biskaya, Frankreich, mittleres Deutschland, teils südlich des 50. Breitenkreises, nach Osteuropa und biegen dort nordwärts um. Der zyklonale Einfluss erstreckt sich dabei häufig bis zum nordöstlichen Teil des Mittelmeeres. Der Kern des zentralen Bodentiefs liegt meist südlich von 60 ° N, so dass der nördliche Nordatlantik und Teile des Nordmeeres vielfach unter dem Einfluss eines kalten Polarhochs mit östlicher Strömung stehen. Ein Ausläufer des südlich der Inselgruppe liegenden Azorenhochs reicht meist nur bis Nordwest- und Nordafrika, die Isobare 1015 hPa verläuft dabei südlich der Pyrenäen und des Ligurischen Meeres.

Wetter:

- **Frühjahr:** Kälter als normal; Niederschlag übernormal (nur im südöstlichen Mitteleuropa normale Niederschlagssumme).
- **Sommer:** Kälter als normal; Niederschlag übernormal.
- **Herbst:** Tagesmaximum der Lufttemperatur bis auf die Südstationen unternormal, Tagesminimum übernormal; Niederschlag übernormal.
- **Winter:** Wärmer als normal; Niederschlag übernormal.

Großwetterlage: Trog Mitteleuropa
Ein Trog über Nord- und Mitteleuropa wird flankiert von höherem Luftdruck über dem östlichen Nordatlantik und Westrussland. In einer von Nordwest über Nordfrankreich und das südliche Mitteleuropa verlaufenden und von dort nach Nordosten umbiegenden Frontalzone ziehen Einzelstörungen (Vb-Lage). Diese gewinnen nach vorübergehender Abschwächung über dem Mittelmeer wieder an Intensität und wirken sich dadurch stärker über dem östlichen Mitteleuropa aus.

Wetter:

- **Frühjahr:** Kälter als normal; Niederschlag übernormal.
- **Sommer:** Kälter als normal; Niederschlag außer Westeuropa übernormal.
- **Herbst:** Kälter als normal; Niederschlag außer Westeuropa übernormal.
- **Winter:** Westeuropa kälter als normal, mittleres und östliches Mitteleuropa wärmer als normal; Niederschlag übernormal.

Anhang A4: Beschreibung der Rheinregime-Datenbank

Anhang A4: Beschreibung der Rheinregime-Datenbank

Um einen schnellen Zugriff auf die Untersuchungsergebnisse zu ermöglichen wurde eine Access- Datenbank entwickelt.
Damit die implementierte in der Datenbank Links zu den Grafischen Unterlagen funktionieren, soll das Verzeichnis „Rheinregime“ auf Ihrem PC auf der Festplatte D:\ gespeichert werden. Mit Doppelklick auf die Datei „DB_Rheinregime_aktuell“ im dem Verzeichnis „Rheinregime“ wird Datenbank geöffnet.
D:\Rheinregime

- Grafiken
- Pegel Karte
- Praesentation_Karten
- Wasserbilanz
- DB_Rheinregime aktuell.mdb

Hier ist folgendes zu beachten:
Alle Ergebnisse befinden sich in Formularen.
Für die jeweilige Untersuchung sind folgende Formulare zu öffnen:
Mittelwasser - MQ Untersuchung:
Für Reihen/Serien sind die folgenden Abkürzungen verwendet.
MQ(m) - Monatsabfluss
MQ(j,11,10) – hydrologisches Jahr
MQ(j,11,4), MQ(j,5,10) – Winter- und Sommerhalbjahre.
MQ(j,1,1) bis MQ(j,12,12) Einzelmonate eines jeweiligen Jahres
Hochwasser - HQ Untersuchung:
Für Reihen/Serien sind die folgenden Abkürzungen verwendet.
HQ(j,11,10) – hydrologisches Jahr
HQ(j,11,4), HQ(j,5,10) – Winter- und Sommerhalbjahre.
HQ-Fülle
HQ-Häufigkeit
Niedrigwasser - NQ Untersuchung:
Für Reihen/Serien sind die folgenden Abkürzungen verwendet.
NM7Q(j, 4,3) oder NM21Q(j, 4,3) – Wasserhaushaltsjahr
NM7Q(j, 4,9) oder NM21Q(j, 4,9) - Sommerhalbjahr
NM7Q(j, 10,3) oder NM21Q(j, 10,3) - Winterhalbjahr
Gebietsniederschlag – P Untersuchung:
Für Reihen/Serien sind die folgenden Abkürzungen verwendet.
hN(m) – Monatssumme
hNmax(j,11,10) – höchste Monatssumme eines hydrologischen Jahr
SUMhN(j,11,10) – Jahressumme hydrologisches Jahr
SUMhN(j,4,3) – Jahressumme Wasserhaushaltsjahr

Variabilität Untersuchung – Variabilität
Hier wird der robuste Variationskoeffizient „v“ sowie durchschnittliche Abweichung „d“ für Abflüsse sowie Gebietsniederschläge auf Trend und Sprünge untersucht.

Die Schaltflächen im unteren Bereich des Formulars ermöglichen den Vergleich der Ergebnisse.

Um auf die bestimmte Ergebnisse schnell zu kommen, sind im unteren Bereich des Formulars folgende Abfragen implementiert:

- **Ergebnisse**
  Mit Schaltflächen <*Anzeigen*> und <*Drucken*> kann man alle Ergebnisse (alle ausgewählten Methoden) für einen bestimmten Pegel (hier wird nach dem Stationsnamen gefragt, bei Eingabe des Namens sind ein paar Anfangsbuchstaben genügend) anzeigen oder drucken lassen.

- **Homogenität**
  Hier wird nach Inhomogenitäten gesucht bei einem Sifnifikanzniveau von 80%, wobei das Ergebnis auf einem Sifnifikanzniveau von 95% ebenfalls angezeigt wird.

- **signif. Trend**
  Man sucht hier nach einem bestimmten Stationsnamen oder nach einer Reihe bzw. Serie.
  Die Ergebnisse werden nach Beobachtungsbeginn und Stationsname sortiert.

- **signif. Sprung**
  Hier werden signif. Sprünge gesucht.
  Die Ergebnisse werden nach Beobachtungsbeginn und Stationsname sortiert.

- **Zunahme/Abnahme**
  Auch hier wird nach Stationsnamen gefragt.
  Die Zunahme bzw. Abnahme wird in % pro Jahr und in cbm/s im Beobachtungszeitraum berechnet.

- **Saisonalität**
  Das wahrscheinlichste Eintrittsdatum des Extremereignisses wird in zwei Gruppen, mit mittlerer- (0,33<R<=0,66) und hoher (R>0,66) Wahrscheinlichkeit unterteilt.
  Die Saisonalitätsuntersuchung erfolgt für 25-Jahres-Blöcke.

Die Links zu Grafiken mit Gleitmittel (Filter von 9 Jahre) sind in der letzten Spalte eingefügt. Beim Klick wird die Verbindung zum Ordner „Grafiken“, der sich ebenfalls unter D:\Rheinregime befindet, hergestellt und die Grafik wird angezeigt.

Für die - Párde Diagrammen
- Landnutzung
- Wasserbilanz
- Zeitreihenanalyse
- Synoptische- und Einzelpiktogramme
- Karten – (grafische Darstellung der Trend- sowie Sprungergebnissen mit Hilfe von Power Point Präsentation) sind entsprechende Formulare implementiert.

Anhang A5: Ergebniszusammenfassungen für die einzelnen Teileinzugsgebiete der Untersuchung

Anhang A5: Zusammenfassungstexte, Einzelpiktogramme und Grafikseiten

Zusammenfassung Ilanz/Vorderrhein

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Ilanz / (1951-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	326 km
Pegel-Höhe [5])	693
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	21,8
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	6,7
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1576
NM7Q [m³/s]	1,72
MQ [m³/s]	33,5
HQ [m³/s]	925
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5])Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille)

Der Pegel Ilanz/Vorderrhein (693 m ü. M[5]). liegt im Quellgebiet des Rheins noch vor dem Zusammenfluss von Vorder- und Hinterrhein, 326 km von der Grenze Schweiz/Deutschland entfernt. Die Größe des oberirdischen Einzugsgebietes beträgt an dieser Stelle 776 km^2 bei einem Vergletscherungsgrad von 3,8 % und einer mittleren Höhe von 2020 m ü. M. Da der Rhein einer Gletscher- und Schneeregion entspringt ist er bis zum Bodensee ein ausgesprochener Gebirgsfluss mit einem konstant geringen Abfluss im Winter und großer Wasserführung im Sommer. Der Alpenrhein wird durch das sehr starke Gefälle charakterisiert.

Die Gebietsniederschläge der LR und KR sind trendfrei. Sprünge in den Niederschlagsreihen treten nur in der längeren Untersuchungsperiode im Sommerhalbjahr eines hydrologischen Jahres im 1941/42 auf. Ende des 20. Jahrhunderts ergibt sich bei den Gebietsniederschlagssummen eine Verringerung der Amplitude der Pardé-Koeffizienten. Dies kann als eine Vergleichmäßigung des innerjährlichen Niederschlagsgangs bezeichnet werden.

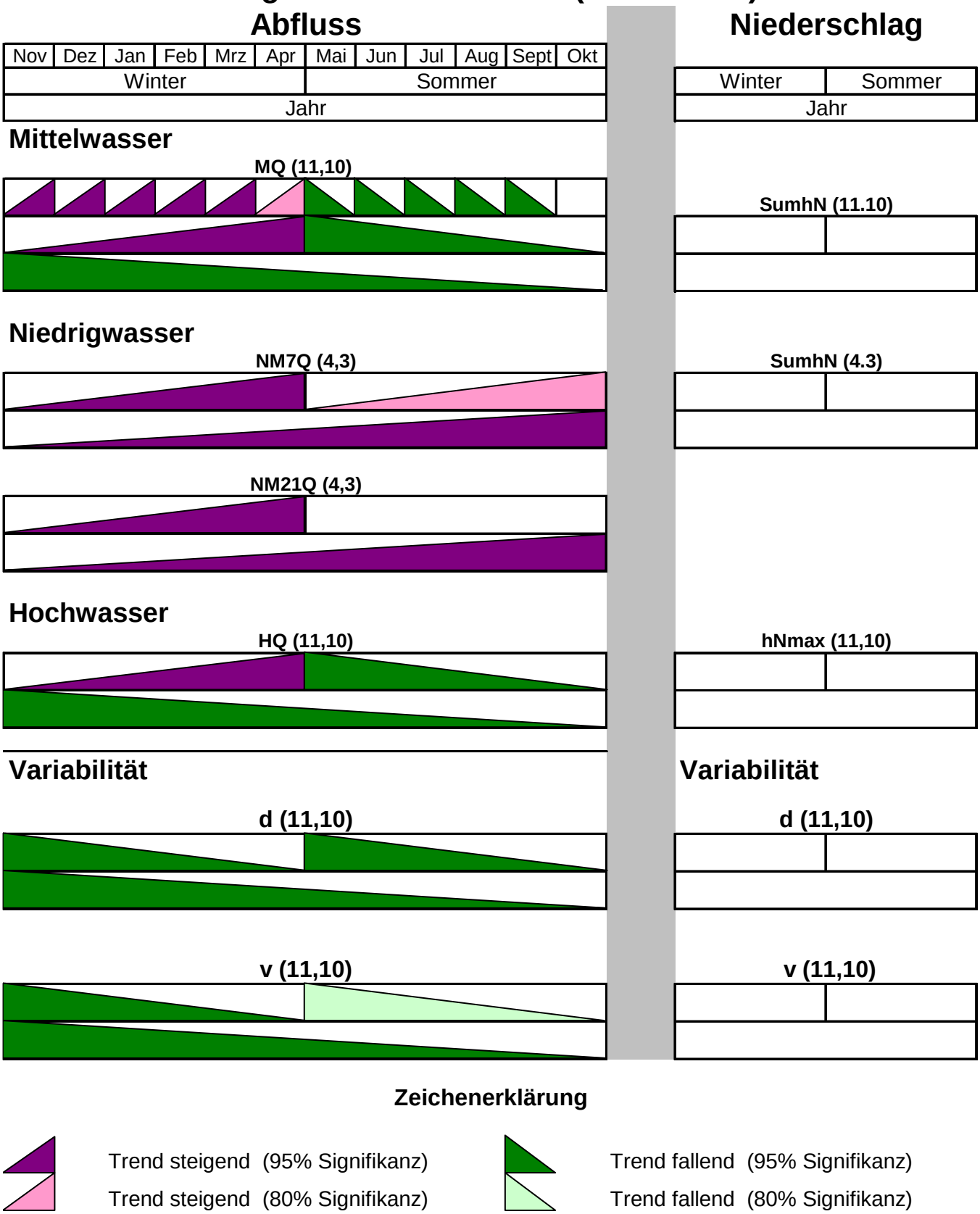
In der längeren Untersuchungsperiode (1911–2000) zeigen die sommerhalbjährliche Mittelwasserreihe fallenden und die des Winterhalbjahres steigenden jeweils gut gesicherten Trend. Dies wird prioritär durch die Speicherbewirtschaftung und die erhöhte Abflusswirksamkeit der Niederschläge infolge einer geringeren Schneedeckenretention im Winter bewirkt. Sprünge liegen in den MQ-Reihen der längeren Untersuchungsperiode massiert zwischen 1962 und 1968. Die Ergebnisse der Variabilitätsanalyse für MQ-Kennwerte zeigen überwiegend gut abgesicherte fallende Trends. Die Untersuchung der Wasserbilanz belegt die speicherbetriebsbedingte Verschiebung von sommerliche in winterliche Abflüsse.

Der innerjährliche Abflussgang zeigt am Pegel Ilanz bei Vergleich der Periode 1976–2000 zu 1951–1975 unveränderte Grundstruktur: Es liegt ein Schneeregime des Berglandes mit einfachem Maximum im Juni und einfachem Minimum im Januar/Februar vor.

Die beiden analysierten Niedrigwasserkennwerte NM7Q und NM21Q weisen sowohl im längeren als auch im kürzeren Untersuchungszeitraum weitgehende Übereinstimmung auf: Stets zeigen Winterhalbjahres- und Jahresserien einen auf einem Signifikanzniveau von 95 % gut gesichert ansteigenden Trend. Dies gilt hinsichtlich der Anstiegstrend ebenfalls für die Sommerhalbjahresserien, diese ist allerdings nicht bzw. nur oder auf niedrigerem Niveau als signifikanter Trend abgesichert. Sprünge lassen sich in den Niedrigwasserserien der Untersuchungsperiode 1911–2000 ausschließlich, dabei in mehrfacher Anzahl, im Zeitfenster zwischen 1962 und 1967 identifizieren. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für Niedrigwasserextreme werden gleichermaßen im Jahrhundertverlauf und der Standardperiode um ca. drei Wochen vorverlegt.

Die analysierten Hochwasserkennwerte HQ-Scheitel weisen über alle Untersuchungszeiträume gleiche bzw. ähnliche Ergebnisse auf: Im Sommerhalbjahr und übers Jahr gesehen bestehen gut abgesicherte abnehmende Trends, im Winterhalbjahr dagegen, ebenfalls auf einem Signifikanzniveau von 95 % gesichert, zunehmende Trends. Ebenfalls über beide Untersuchungszeiträume gesehen liegen die meisten festgestellten Sprünge am Ende der 50er und in den 60er Jahren. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel bewegen im gesamten Untersuchungszeitraum bei Jahresbetrachtung konstant im Bereich des August.

Pegel Ilanz/Vorderrhein (1911 - 2000)



Zeichenerklärung

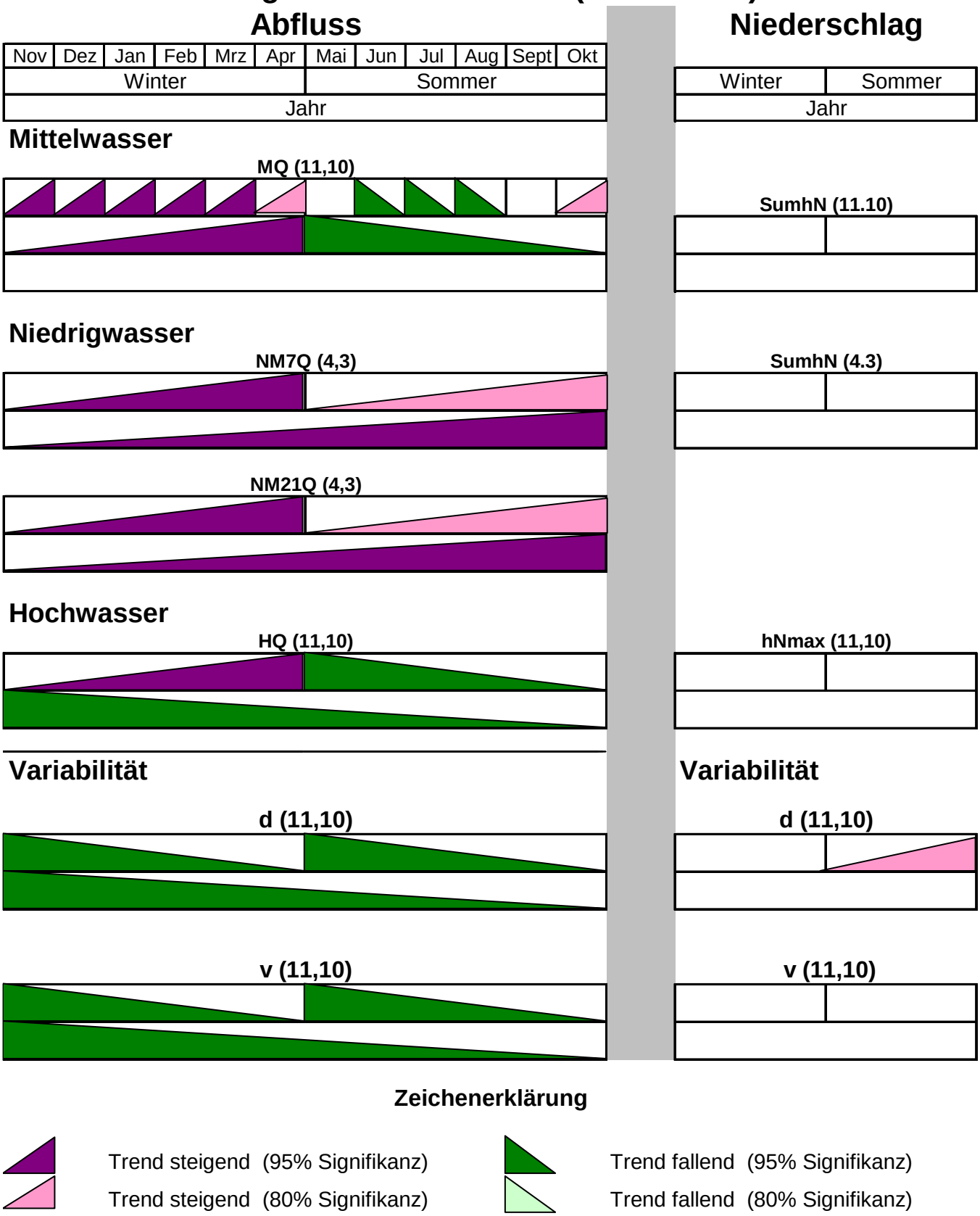
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Ilanz/Vorderrhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

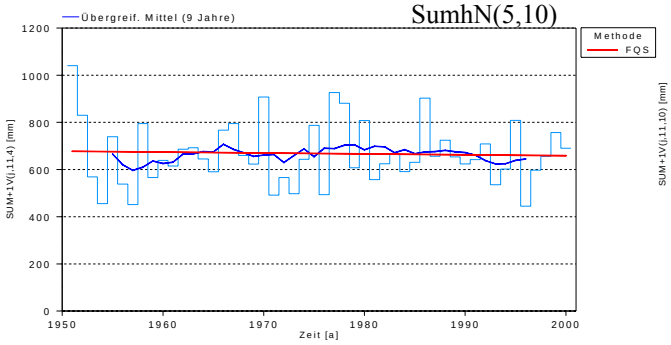
Trend steigend (95% Signifikanz)

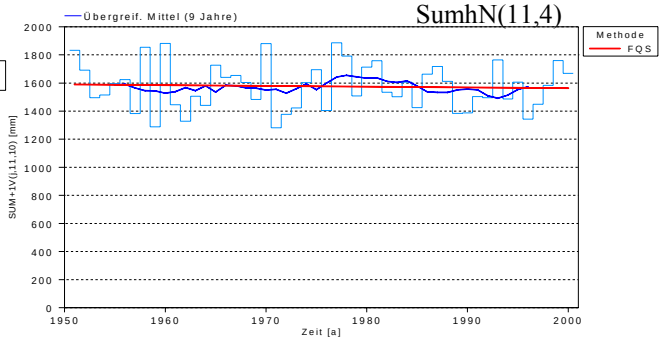
Trend steigend (80% Signifikanz)

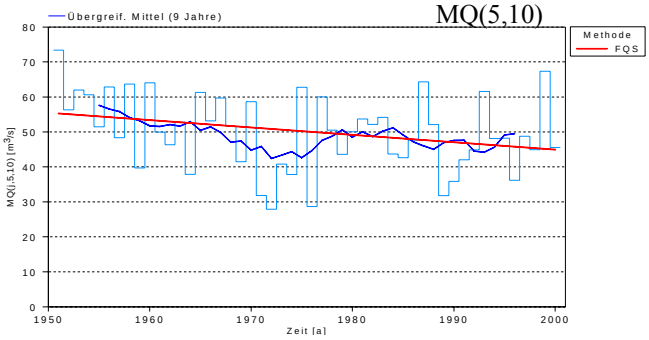
Trend fallend (95% Signifikanz)

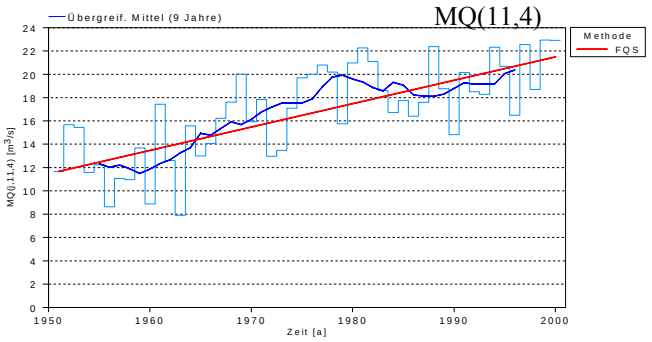
Trend fallend (80% Signifikanz)

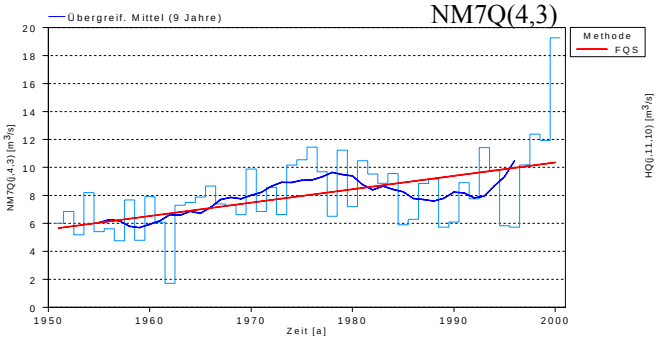
Ilanz 1951-2000

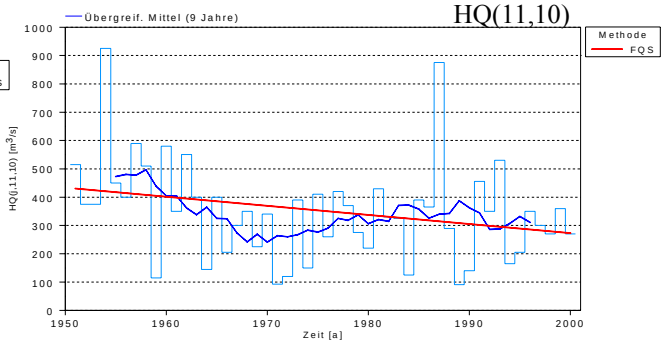


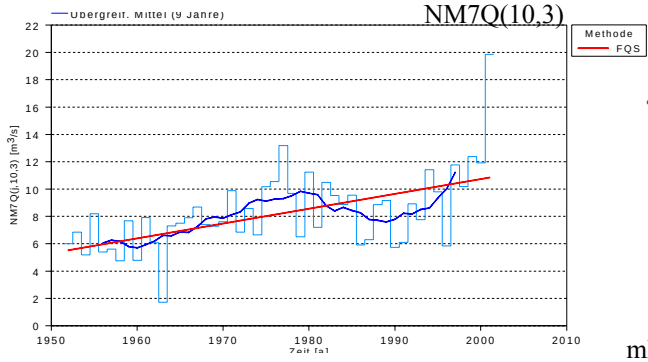


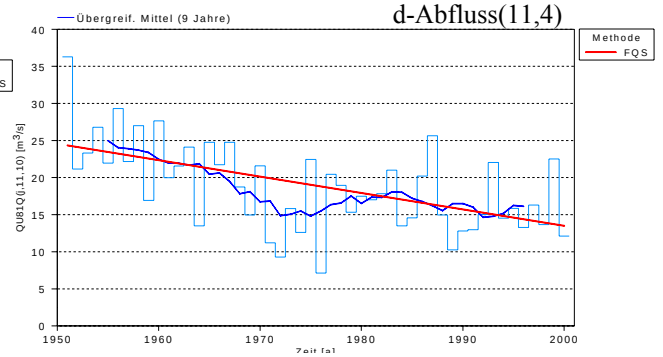




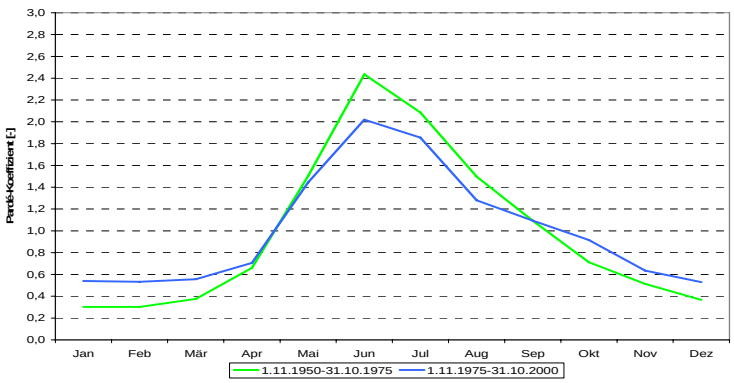








mMQ: Saisonalität nach Pardé



Zusammenfassung Gisingen / Ill

RALF GRABHER, GABRIELE MÜLLER

Pegelname	Gisingen
Fluss	Ill
Fluss-km [1])	4,39 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe (NN +....m)	434,30 m ü.Adria
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	1281,0 km²
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	1,00 %
hNsum [3]) (Jahr) 1951-2000 [mm]	1545
NM7Q 1951-2000 [m³/s]	14,9
MQ 1951-2000 [m³/s]	65,3
HQ 1951-2000 [m³/s]	554
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé, Konkretisierung hierzu in separatem Textanhang

Das natürliche Einzugsgebiet der Ill am Pegel Gisingen umfasst 1281,0 km². Durch Beileitungen aus dem Donau-Einzugsgebiet (Tirol) von 170 km² und Ableitungen direkt ins Rhein-Einzugsgebiet von 25,5 km² ergibt sich ein wirksames Einzugsgebiet von 1425,5 km². Der Höhenunterschied von der höchsten Erhebung bis zur Pegelstelle beträgt 2878 m. Der Waldanteil im Einzugsgebiet der Ill liegt bei rund 61 %, der Anteil von Wiesen- und Ackerland bei 16 %. Die Niederschlagszunahme mit steigender Seehöhe ist auf Grund der abschirmenden Wirkung der in der Hauptwindrichtung vorgelagerten Gebirgszüge sehr gering. Der obere Teil des Einzugsgebietes (Montafon) ist durch zahlreiche Wildbäche mit starker Geschiebeführung und Neigung zu Murenbildungen gekennzeichnet. Das Illeinzugsgebiet unterliegt einer intensiven Wasserkraftnutzung durch eine Reihe von Kraftwerksbetrieben (Vorarlberger Illwerke AG (VIW), Vorarlberger Kraftwerke AG (VKW), Österreichische Bundesbahnen (ÖBB)). Die Speicherseen haben in der Summe ein Volumen von ca. 190 hm³.

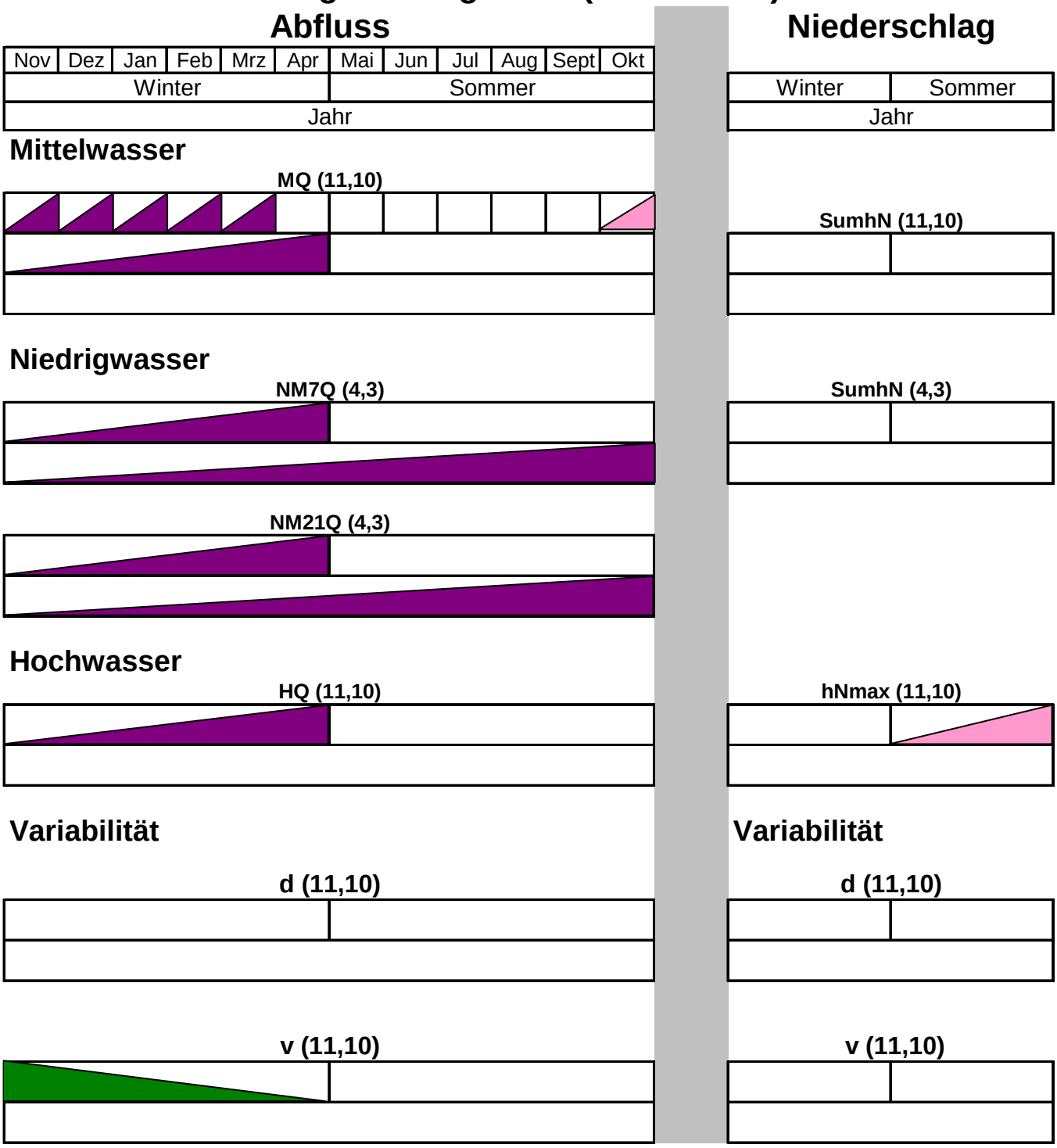
Die Niederschlagssummen im Illgebiet zeigen bei allen Auswertungen Anstiegstendenzen.
Die maximalen Monatsniederschläge haben ebenfalls zugenommen. Für das Sommerhalbjahr liegt ein statistisch gesicherter Trend vor. Sprünge wurden nicht gefunden.
Der Jahresgang der Niederschläge ist in der Periode 11/1950-10/1975 durch ein breites Sommermaximum von Juni bis August und Minima im Oktober und März gekennzeichnet. In der zweiten Periode vom 11/1975-10/2000 haben sich die August-Niederschläge deutlich verringert. Die Septemberniederschläge sind angestiegen, ebenso die Werte im November und Dezember. Während das Oktoberminimum auch in der zweiten Periode auftritt, hat sich das Bild in den Monaten Februar und März umgekehrt: In der ersten Periode waren die Werte für Februar höher als im März, in der zweiten Periode lagen die März-Werte über jenen von Februar.
Neben den Anstiegstendenzen bzw. Trends der Niederschläge ist im gesamten Rheingebiet auch ein Anstieg der Lufttemperatur zu konstatieren. Dies wirkt sich im Bereich der Ill in einem höheren Anteil flüssigen Niederschlags in Winterhalbjahren aus; die Schneedeckenretention verringert sich.

Die Mittelwasserabflüsse reagieren am Pegel Gisingen auf die Impulse aus steigenden Niederschlägen und höheren Lufttemperaturen durchweg mit Anstiegstendenzen, die in den Winterhalbjahren infolge des vermehrten Aufkommens von unmittelbarer abflusswirksamem flüssigem Niederschlag sogar als statistisch gut gesicherte steigende Trends ausgebildet sind. Bei Betrachtung der Einzelmonate zeigen der Oktober einen gesicherten, die Monate November bis März einen sogar gut gesicherten ansteigenden Trend. Bis auf den August weisen alle Monate einen MQ-Anstieg auf, der mit höheren Niederschlägen und Temperaturen zu begründen ist. Hinsichtlich des saisonalen Verhaltens zeigen die Graphen der beiden untersuchten 25-Jahres-Zeiträume einen ähnlichen Verlauf, gekennzeichnet durch eine weite Amplitude und strikte Eingipfeligkeit (Maximum im Juni, Minimum im Februar).Es liegt ein Schneeregime des Berglandes vor. In nahezu allen Monaten liegen die Pardé-Koeffizienten in der zweiten Periode höher. Eine Ausnahme bildet nur der Monat August mit einem deutlich verminderten Abflusskoeffizienten zum Ende des Jahrhunderts.

Im Untersuchungsgebiet ist der Winter aufgrund frostbedingter Zwischenretention die Jahreszeit mit den niedrigsten Abflüssen. Die nachweisbar steigenden Temperaturen bewirken hier eine geringere Zwischenspeicherung in Form von Eis und Schnee und damit erhöhte Abflüsse. Dies manifestiert sich insbesondere in den untersuchten Niedrigwasserkenngrößen, welche im Winterhalbjahr und im Gesamtjahr sowohl für NM7Q als auch für NM21Q gut gesicherte steigende Trends zeigen. Auch im Sommerhalbjahr gibt es vor dem Hintergrund wachsender Niederschlagssummen jeweils steigende Tendenzen, allerdings ist kein gesicherter Trend vorhanden. Neben den o.g. klimatischen Einflüssen muss als Ursache für den ansteigenden Niedrigwasser-Trend im Winter und im Gesamtjahr auch der Einfluss der Speicherbauten berücksichtigt werden: Der Speicherbetrieb bewirkt vor allem im Winter durch die Abarbeitung der Wasservorräte für die Energieerzeugung eine Niedrigwasseraufhöhung. Sprünge in den Niedrigwasser-Datenreihen sind 1987/1988 (NM21Q: Niedrigwasserjahr und Winter) sowie nach Bai-Perron 1992 (NM7Q und NM21Q: Niedrigwasserjahr und Winter) vorhanden, korrespondieren somit allerdings nicht mit den Inbetriebnahmen der Speicher.

An der Ill treten die Jahres-Abflussmaxima hauptsächlich im Sommerhalbjahr auf. Die Hochwasserscheitel weisen in Jahresreihe und Sommerhalbjahr eine fallende Tendenz auf. Im Winterhalbjahr hingegen zeigen die Hochwasserscheitel einen gut gesicherten zunehmenden Trend. Das Eintrittsdatum liegt im Vergleich der Perioden 1951-1975 und 1976-2000 in der zweiten Periode im Winterhalbjahr um ca. 2 Wochen früher, in der Jahresreihe 10 Tage später. Die Ursachen für die Anstiege im Winterhalbjahr bei den Hochwasserscheiteln sind in erster Linie in den im Laufe des Jahrhunderts steigenden Temperaturen und Niederschlägen zu suchen, wohingegen die sommerlichen Abnahmetendenzen trotz höherer Niederschläge und leicht steigender MQ-Werte möglicherweise auf gesteuerte Rückhaltewirkungen der Kraftwerksspeicher zurückgehen.
Bei der HQ-Fülle zeigt das Jahr 1999 ein Maximum in der Jahresreihe und im Sommerhalbjahr. Auffallend dabei ist, dass von 1988-1998 sehr geringe Füllen auftraten und anschließend durch den „Ausreißer 1999“ die Summenlinie wieder auf die „Normallinie“ anstieg. Als auffallend bei der HQ-Fülle im Winterhalbjahr kann das HQ Ereignis von 1981 bezeichnet werden mit einer über doppelt so großen Fülle gegenüber dem zweitgrößten Ereignis von 1970.

Pegel Gisingen / Ill (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

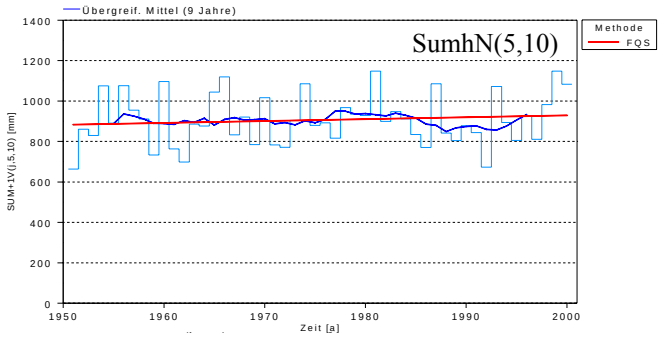
Trend steigend (95% Signifikanz)

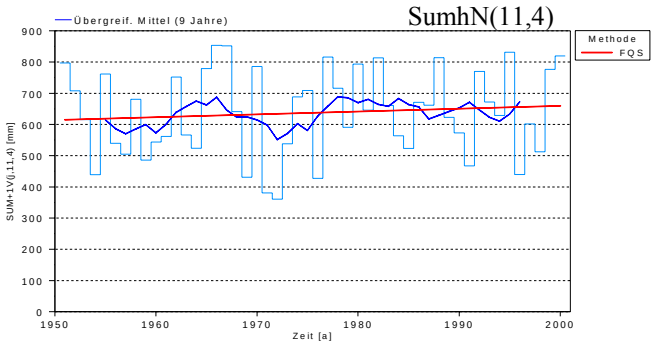
Trend steigend (80% Signifikanz)

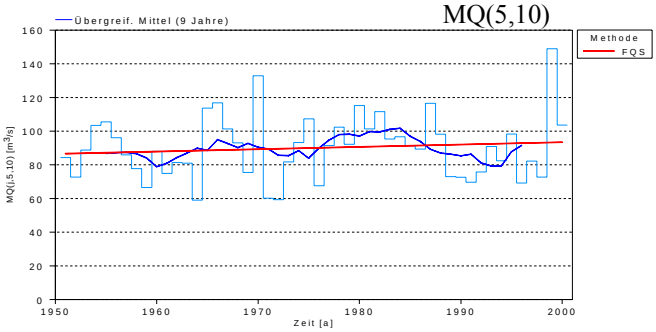
Trend fallend (95% Signifikanz)

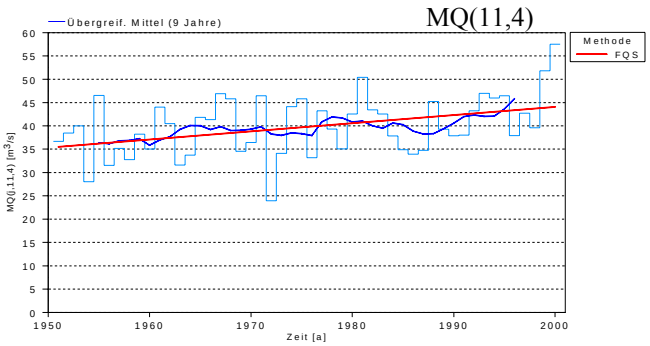
Trend fallend (80% Signifikanz)

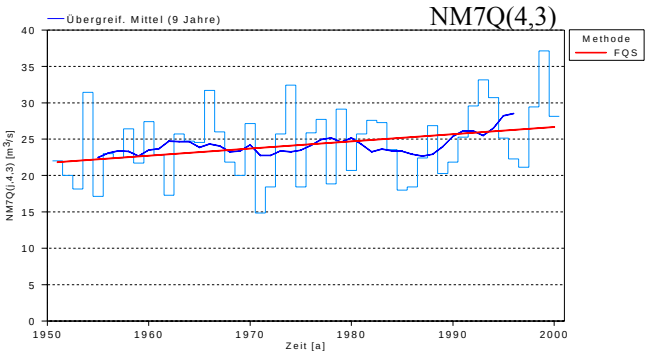
Gisingen 1951-2000

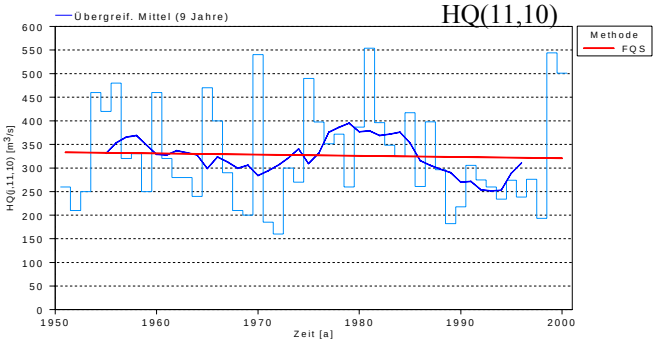


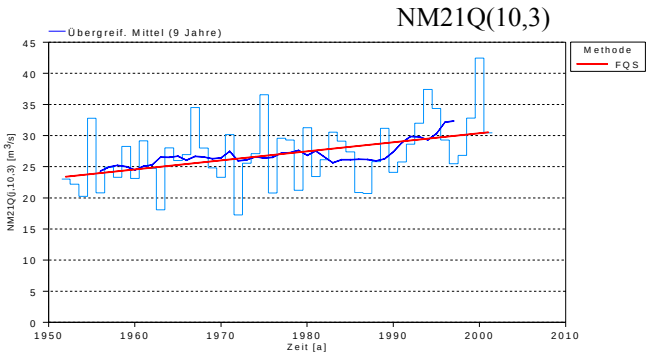


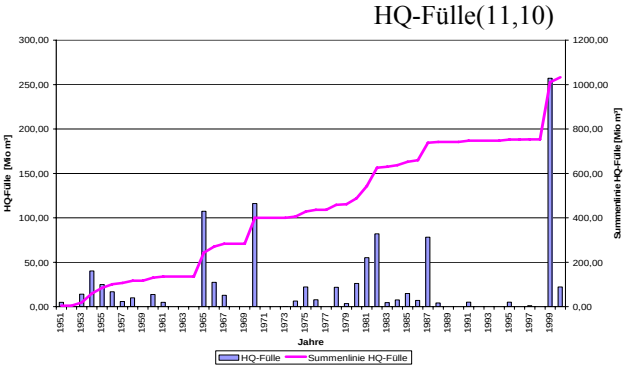


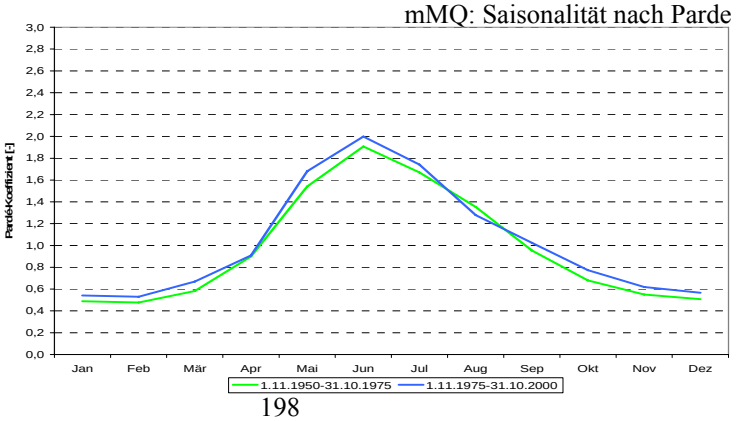












Zusammenfassung Diepoldsau/Rhein

HANSPETER HODEL

Pegelname / Bezugszeitraum	Diepoldsau / (1951-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	227 km
Pegel-Höhe [5])	410
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	6119
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	1,4
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1377
NM7Q [m³/s]	57,3
MQ [m³/s]	234
HQ [m³/s]	2670
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5])Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille)

Der Pegel Diepoldsau/Rhein (410 m ü. M[5]).) liegt im Gebiet des Alpenrheins noch vor dem Eintritt des Rheins in den Bodensee, 227 km von der Grenze Schweiz/Deutschland entfernt. Die Größe des oberirdischen Einzugsgebietes beträgt an dieser Stelle 6119 km^2 [6]) bei einem Vergletscherungsgrad von 1,4 % und einer mittleren Höhe von 1800 m ü. M.
Da der Rhein einer Gletscher- und Schneeregion entspringt ist er bis zum Bodensee ein ausgesprochener Gebirgsfluss mit einem konstant geringen Abfluss im Winter und großer Wasserführung im Sommer. Der Alpenrhein wird zudem durch das sehr starke Gefälle charakterisiert. Oberhalb des Zusammenflusses von Vorder- und Hinterrhein beträgt es zwischen 10 und 20 m/km. Dieses starke Gefälle des Alpenrheins und seiner Zuflüsse wird für die Stromerzeugung genutzt. Nach dem Zusammentreffen von Vorder- und Hinterrhein beginnt die Eindämmung des Flusslaufes. Bis zum Bodensee wurden zahlreiche bauliche Eingriffe getätigt (vgl. CHR/KHR 1978): Schutz vor Überschwemmungen und Sedimentation an der Grenzstrecke (Schweiz, Liechtenstein, Österreich) durch Flussbettbegradigungen, Durchstiche und Eindeichungen. Beim Pegel Diepoldsau/Rhein können zwischen 80 und 100 % des mittleren natürlichen Jahresabflusses registriert werden. Im Winterhalbjahr ist der natürliche Abfluss um mehr als 20 % erhöht (MARGOT et al. 1992).

Für den Pegel Diepoldsau sind bei der kurzen Reihe sowie längeren Reihen keine Trends der Gebietsniederschläge vorhanden. Lediglich für das Winterhalbjahr ist nur für die Grösse SumhN (10,3) ein ansteigender Trend vorhanden. Die maximalen Monatssummen des Niederschlags eines Jahres weisen im Sommerhalbjahr der KR einen ansteigenden Trend auf. Betreffend Niederschlagsregime ist eine Verringerung der Anzahl der innerjährlichen Maxima von zwei Hauptpeaks im August und im November im älteren Teilzeitraum auf nur mehr ein Maximum (Juli) feststellbar. Auch eine Verringerung der Amplitude der Pardé-Koeffizienten ist feststellbar.

In der längeren Untersuchungsperiode (1920–2000) zeigt die sommerhalbjährliche Mittelwasserreihe fallenden und die des Winterhalbjahres steigenden Trend. Dies wird prioritär durch

die Speicherbewirtschaftung und die erhöhte Abflusswirksamkeit der Niederschläge infolge einer geringeren Schneedeckenretention im Winter bewirkt.

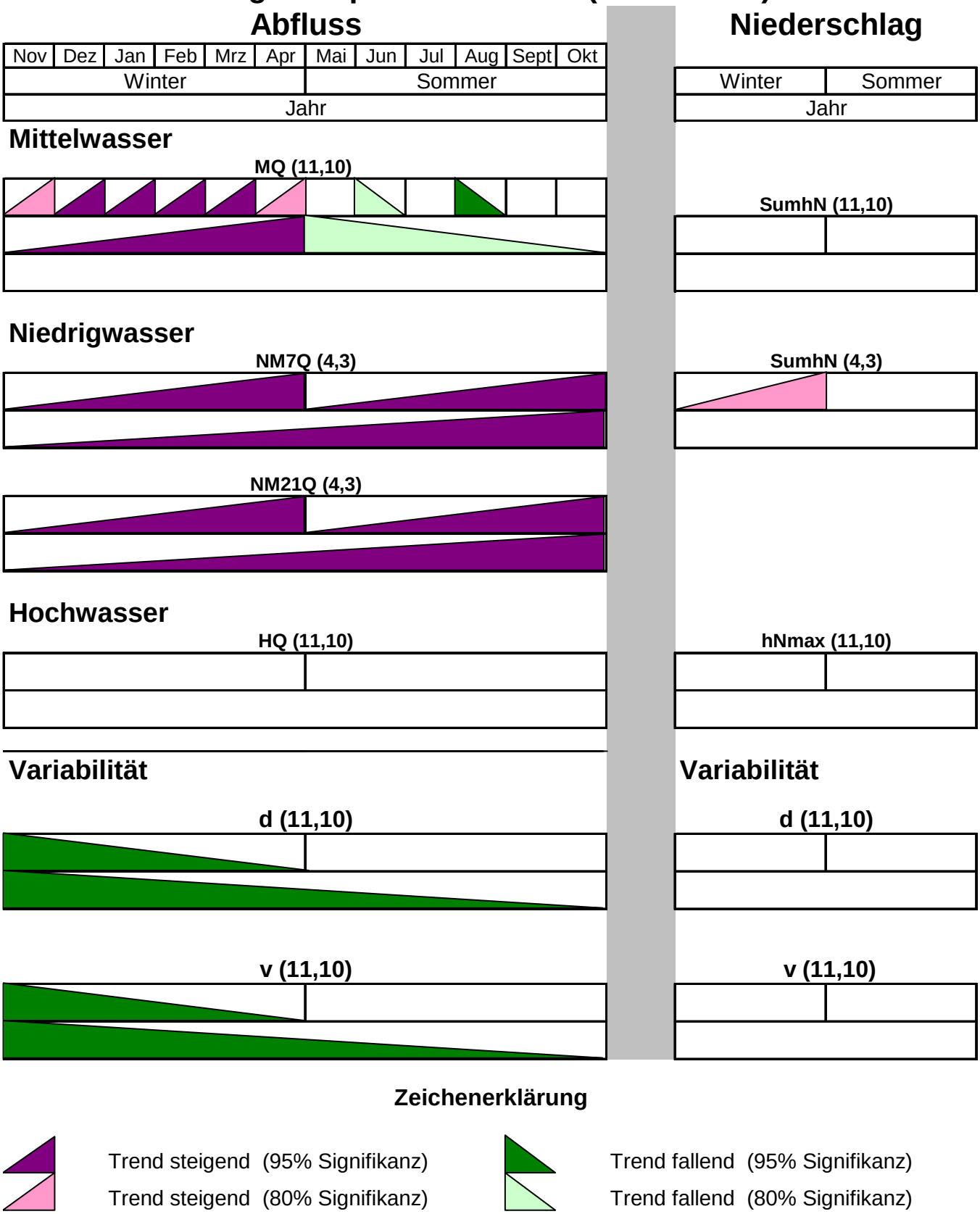
Der innerjährliche Abflussgang zeigt beim Vergleich des Zeitraumes 1976–2000 mit dem Zeitraum 1951–1975 unveränderte Grundstruktur. Es liegt wie im Einzugsgebiet Ilanz/Vorderrhein Schneeregime des Berglandes mit einfachem Maximum im Juni und einfachem Minimum im Januar/Februar vor. Sprünge liegen in den MQ-Reihen der längeren Untersuchungsperiode massiert in den Jahren von 1957 und1965. Die Ausnahme bilden Sprüngen in der ersten Hälfte der 40er Jahre für die Monatsmittelwerte April und August.

Die beiden analysierten Niedrigwasserkenngrößen NM7Q und NM21Q des Pegels Diepoldsau/Rhein weisen sowohl im längeren als auch im kürzeren Untersuchungszeitraum weitgehende Übereinstimmung auf: Stets zeigen die Halbjahres- und Jahresserien einen auf einem Signifikanzniveau von 95 % gut gesichert ansteigenden Trend. Die Ausnahme bildet der ansteigende Trend von NM21Q der Standardreihe für das Sommerhalbjahr, bei der nur die Trendsignifikanz für □ = 80 % nachgewiesen werden kann. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für Niedrigwasserextreme werden bei der längeren Untersuchungsperiode (1920–2000) für NM7Q (Jahr und Winterhalbjahr) um ca. 4 Wochen vorverlegt; für NM21Q beträgt die Zeit der Vorverlegung zwei Wochen. Als wahrscheinlichster Zeitpunkt für extreme Niedrigwasserkennwerte kann der Januar bezeichnet werden.

Grundsätzlich ist festzuhalten, dass beim Pegel Diepoldsau/Rhein im Winter temperatur- resp. frostbedingt nur kleinere Hochwasser auftreten. Die Analyse der Standardreihe ergibt für drei HQ-Scheitelwerte steigende Trends für die Winterhalbjahresreihen. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel bewegen sich im gesamten Untersuchungszeitraum bei Jahresbetrachtung konstant in der zweiten Hälfte des Monats Juli.

Das Einzugsgebiet des Rheins am Pegel Diepoldsau macht knapp die Hälfte des Einzugsgebietes am Pegel Rekingen aus. Der Bodensee wirk jedoch stark ausgleichen auf das alpin geprägte Abflussregime des Pegels in Diepoldsau ein. Dadurch nimmt die Amplitude im Mittelwasserabfluss zwischen Sommermaximum und Winterminimum stark ab (vgl. VIVIROLI 2001). Die Trends im Hoch- und Niedrigwasserbereich werden durch den Bodensee auch beeinflusst.

Pegel Diepoldsau / Rhein (1920 - 2000)



Zeichenerklärung

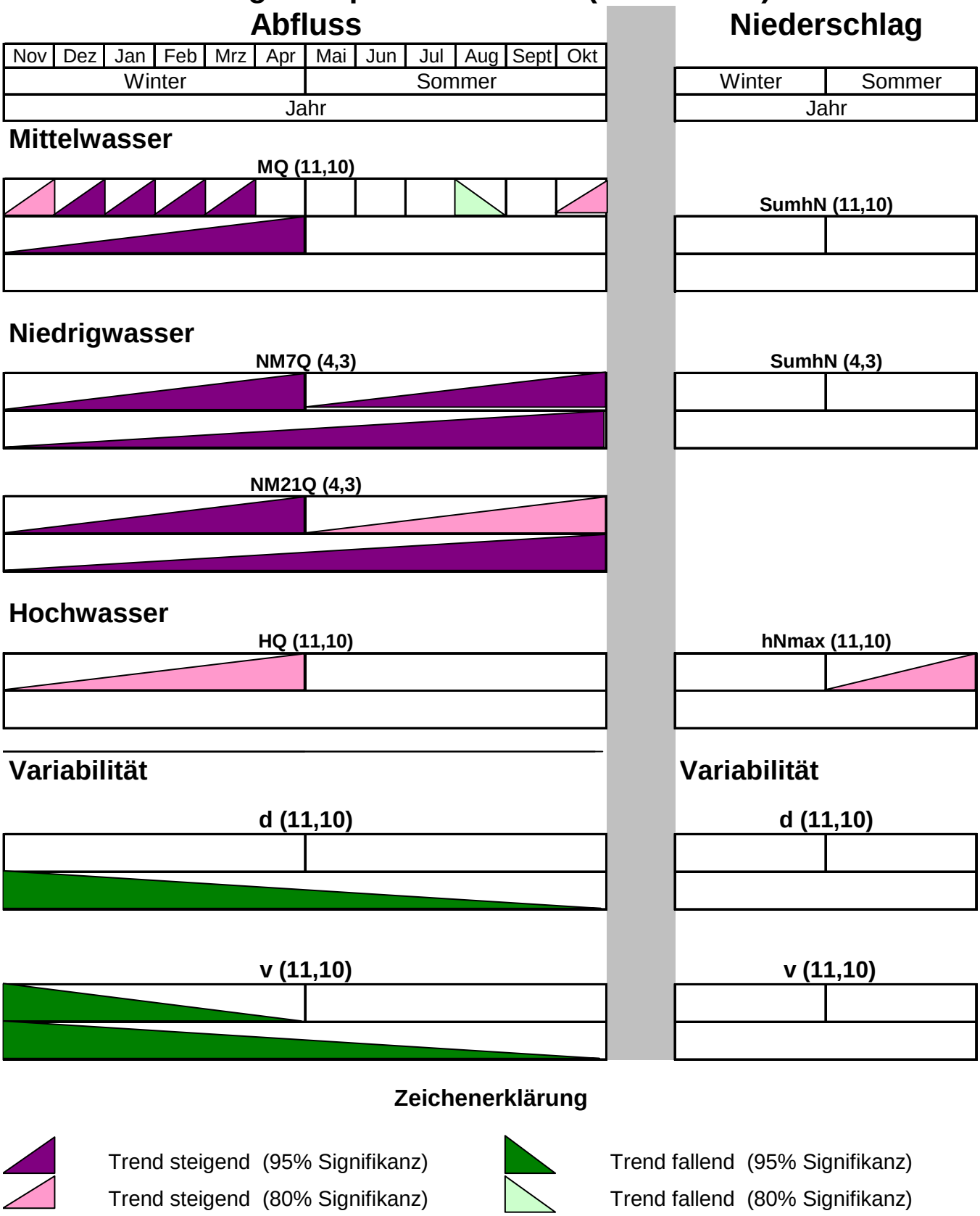
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Diepoldsau / Rhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

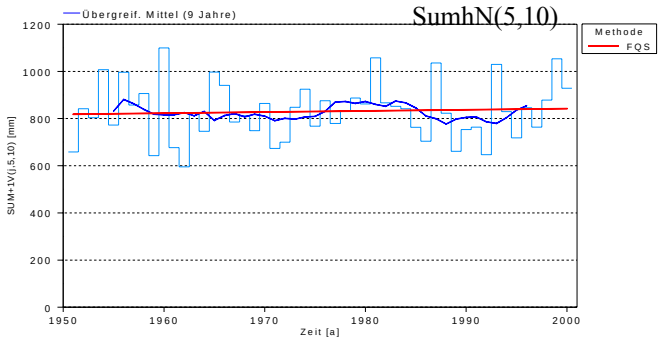
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

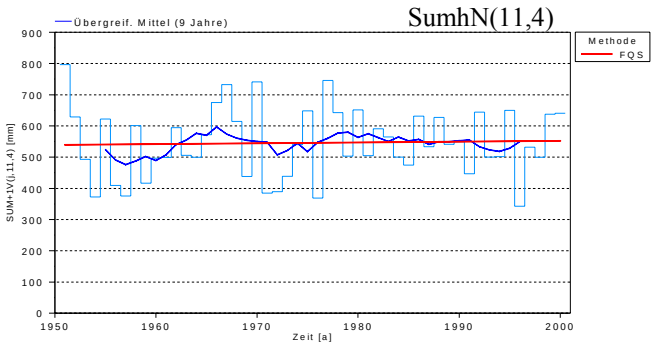
Trend fallend (80% Signifikanz)

Diepoldsau 1951-2000

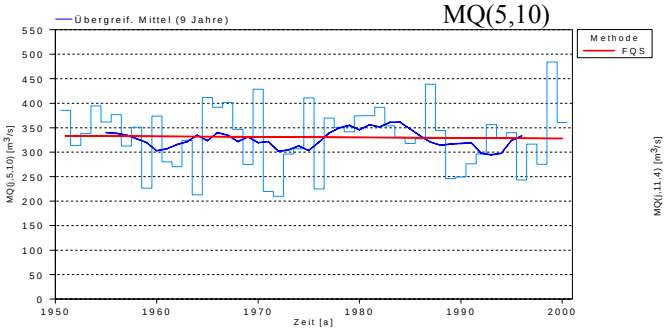
SumhN(5,10)



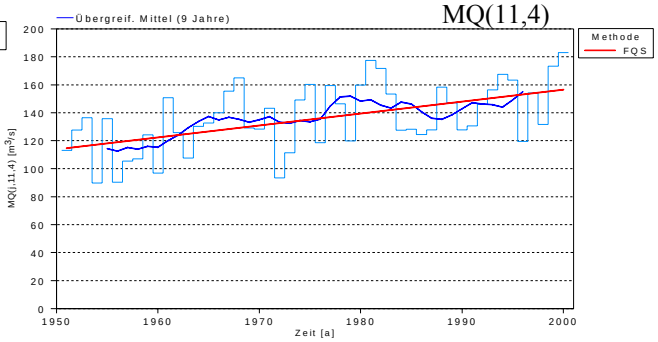
SumhN(11,4)



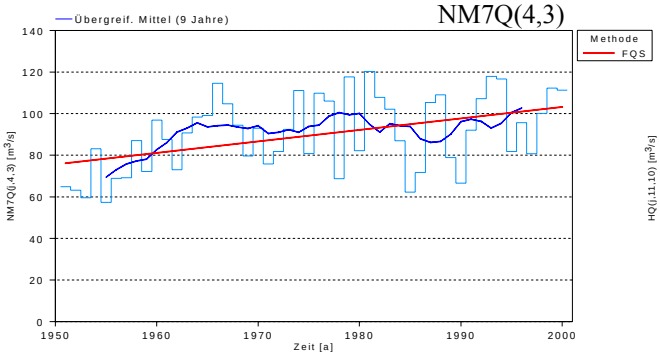
MQ(5,10)



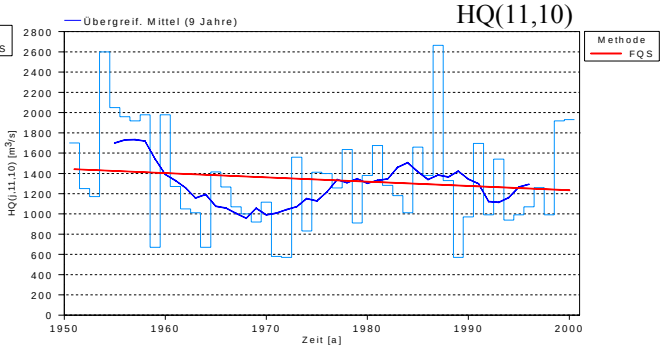
MQ(11,4)



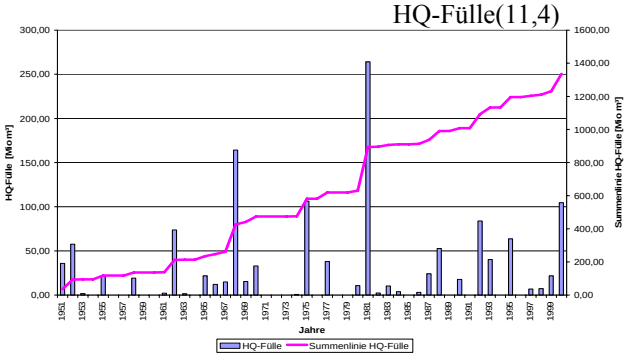
NM7Q(4,3)



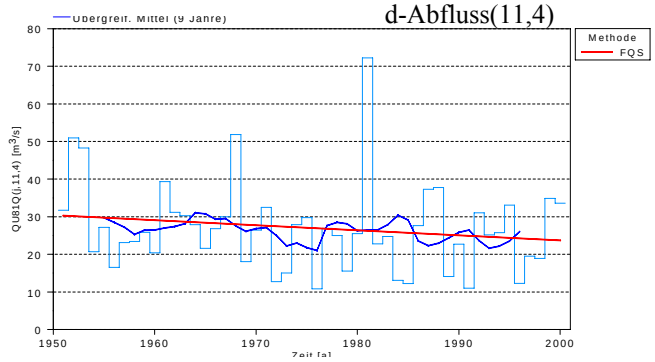
HQ(11,10)



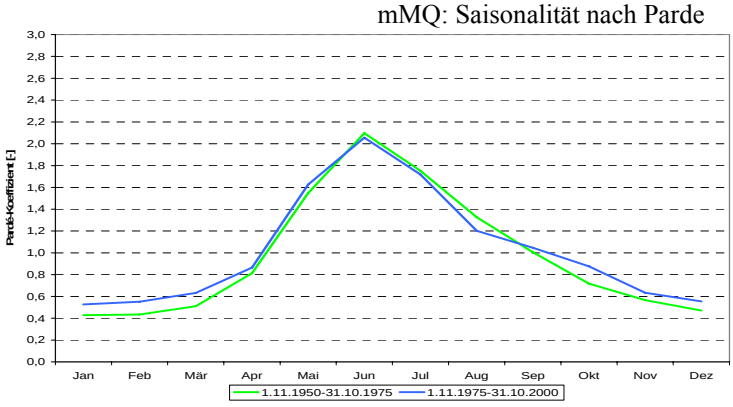
HQ-Fülle(11,4)



d-Abfluss(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Kennelbach/Bregenzerach

RALF GRABHER, GABRIELE MÜLLER

Pegelname	Kennelbach
Fluss	Bregenzerach
Fluss-km [1])	7,5 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe (NN +....m)	423,02 m ü.A.
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	826,3 km²
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0,02 %
hNsum [3]) (Jahr) 1951-2000 [mm]	2015
NM7Q 1951-2000 [m³/s]	2,71
MQ 1951-2000 [m³/s]	46,0
HQ 1951-2000 [m³/s]	1100
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé, Konkretisierung hierzu in separatem Textanhang

Bis zum Pegel Kennelbach umfasst das Einzugsgebiet der Bregenzerach 826,3 km². Der Waldanteil liegt bei rund 35 %; mit einem Anteil von 60 % überwiegt die Weidenutzung. Im oberen Teil des Einzugsgebietes ist die Bregenzerach ein ausgesprochener Wildbach mit großen Mengen an Geschiebe. Das Klima ist durch regenreiche Westwetterlagen bestimmt. Aufgrund der quer zu den vorherrschenden Westwinden liegenden Bergkämme treten wiederholt Steigungsregen auf. Im Frühjahr und Sommer dominieren konvektive Niederschläge. An der Bregenzerach befinden sich Laufkraftwerke sowie Tages- und Wochenspeicher mit einem Volumen von 8,4 hm³. Der Durchfluss unterliegt daher einer Tagesschwankung (tägliche Schwall-Erscheinungen).

Die Niederschlagssummen im Gebiet der Bregenzerach zeigen auf Basis sowohl des hydrologischen Jahres und des Niedrigwasserjahres als auch der Halbjahre zunehmende Tendenzen. Sprünge wurden nicht identifiziert. Die maximalen Monatssummen des Jahres und des Sommerhalbjahres weisen eine zunehmende, das Winterhalbjahr dagegen eine abnehmende Tendenz auf.
Der Jahresgang der Niederschläge ist in der Periode 11/1950-10/1975 durch ein breites Sommermaximum von Juni bis August und Minima im Oktober und März geprägt. In der zweiten Periode vom 11/1975-10/2000 haben sich die August-Niederschläge deutlich verringert. Die Septemberniederschläge sind angestiegen, ebenso die Werte im November und Dezember. Während das Oktoberminimum auch in der zweiten Periode auftritt, hat sich das Bild in den Monaten Februar und März umgekehrt: In der ersten Periode waren die Werte für Februar höher als im März, in der zweiten Periode lagen die März-Werte über jenen von Februar.
Neben den Anstiegstendenzen bzw. Trends der Niederschläge ist im gesamten Rheingebiet auch ein Anstieg der Lufttemperatur zu konstatieren. Dies wirkt sich an der Bregenzerach in einem höheren Anteil flüssigen Niederschlags in Winterhalbjahren aus, die Schneedeckenretention verringerte sich.

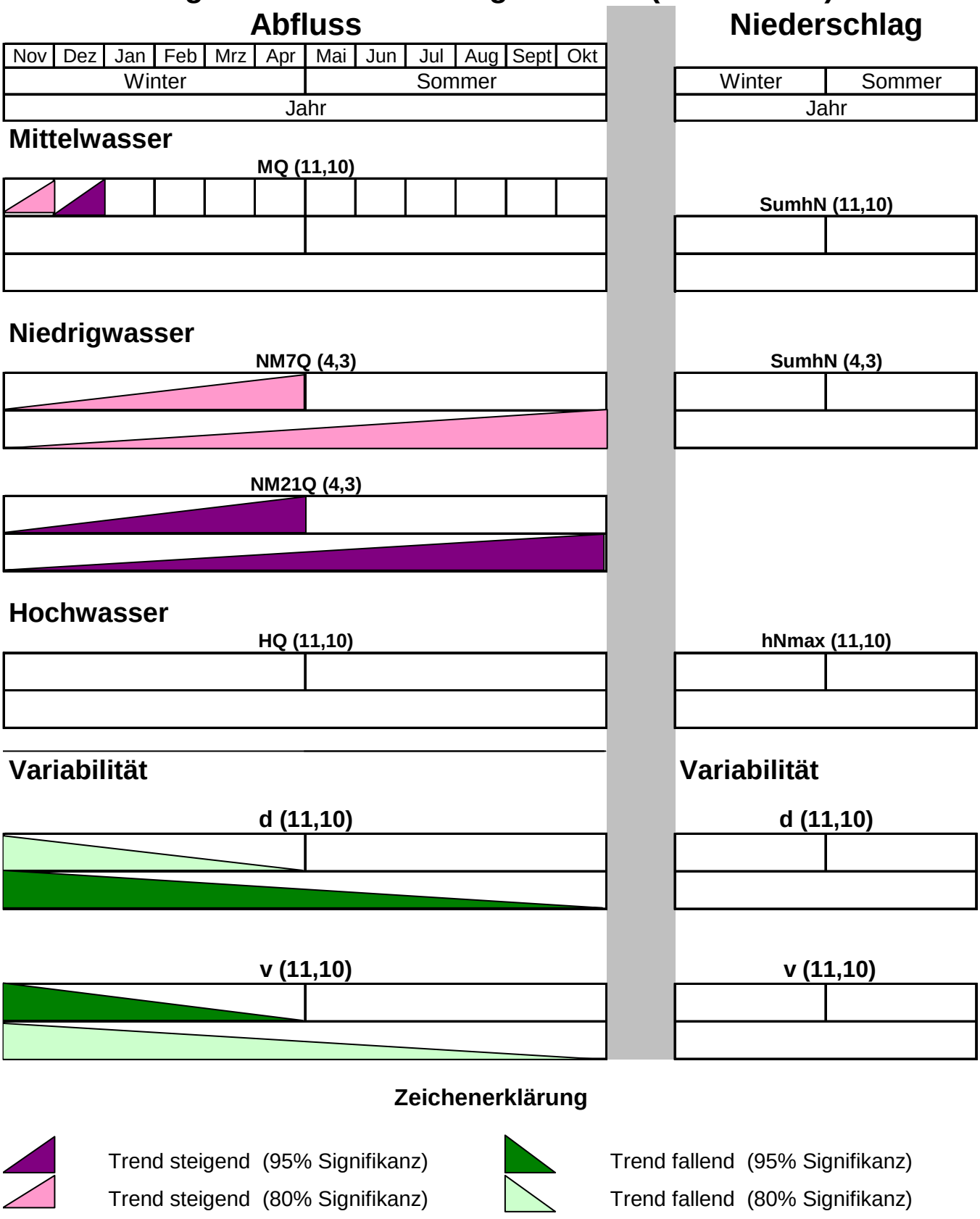
Bei den Mittelwasserabflüssen ergeben sich am Pegel Kennelbach zunehmende Tendenzen für die Winter- und Jahresabflüsse sowie Abnahmen im Sommerhalbjahr. Als Trend zu bele-

gen sind jedoch nur Veränderungen auf Monatsbasis: In den Wintermonaten November und Dezember besteht jeweils ein signifikant steigender Trend, der im Dezember sogar mit 95 % gut abgesichert ist. Ein Sprung ergibt sich für den Monatsabfluss im Dezember 1972/73. Die Erhöhung der monatlichen MQ in der Wintersaison ist nicht allein durch den parallel ansteigenden Niederschlag, sondern gleichzeitig durch die o.g. Temperaturerhöhung erklärbar, weil somit in höherem Maße unmittelbarer abflusswirksamer flüssiger Niederschlag im Winterhalbjahr zur Verfügung steht. Im Sommer dagegen fehlt das in früheren Jahren vorhandene schneedeckenbedingte Schmelzwasservolumen teilweise. Dies zeigen auch die Pardé-Koeffizienten zum Saisonverhalten der beiden Perioden 1951-1975 und 1976-2000 mit einem Anstieg von September bis März und fallenden Koeffizienten von April bis August in der zweiten Periode. Es liegt ein Schneeregime des Berglandes vor. Insgesamt wird das Abflussregime im Teileinzugsgebiet Kennelbach vor diesem Hintergrund infolge Abschwächung der mittleren Monatsmaxima und Erhöhung der durchschnittlichen Monatsminima zum Ende der Untersuchungsperiode ausgeglichener. Diese Aussage wird auch durch entsprechende Ergebnisse aus der Variabilitätsanalyse durch teils gut abgesicherte Trends gestützt.

Die untersuchten Niedrigwasserkenngrößen ergeben im Winterhalbjahr und im Gesamtjahr eine trendgesicherte Zunahme, bei NM21Q hat der Trend sogar jeweils gute Signifikanz. Im Sommerhalbjahr lässt sich stets eine fallende Tendenz (kein gesicherter Trend) feststellen. Ursache für den ansteigenden Trend im Winter/Gesamtjahr ist der oben beschriebene geänderte Wirkungskomplex aus Temperatur- und Niederschlagserhöhung bzw. Schneedeckenretention. Auch die trotz steigender Sommerniederschläge tendenziell sinkenden sommerlichen Niedrigwasserabflüsse passen in dieses Gefüge. Sprünge in den Niedrigwasser-Datenreihen für NM21Q (Jahr und Winter) sind um 1972/73 vorhanden.

An der Bregenzerach treten die Jahresmaxima hauptsächlich im Sommerhalbjahr auf. Ein nicht signifikanter Anstieg der Hochwasserscheitel ist in der Jahresreihe und auch in den Halbjahresserien vorhanden. Innerhalb der Jahresreihe 1951-2000 wurde im Jahr 1999 ein Extremereignis beobachtet, welches die HQ-Werte der übrigen Ereignisse deutlich überragt. Das Außergewöhnliche dieses Hochwassers mit einem besonders steilen Anstieg der Summenlinie zeigt sich auch dadurch, dass die Fülle mehr als das 10-fache des durchschnittlichen Jahreshochwassers und ca. das 84-fache der Fülle des zweithöchsten Ereignisses (bei einem Schwellenwert von 294 m^3/s) betrug.
Im Einzugsgebiet Bregenzerach/Kennelbach ist aus der statistischen Analyse nicht auf das Vorhandensein anthropogener Einflüsse auf die Hochwasserverhältnisse zu schließen.
Das wahrscheinlichste Eintrittsdatum für Hochwasserextreme (Vergleich der Perioden 1951-1975 zu 1976-2000) hat sich in der zweiten Periode im Winterhalbjahr um ca. 2 Wochen nach vorn, hingegen bei der Jahres- wie auch in der Sommerserie um 1-3 Wochen nach hinten verschoben.

Pegel Kennelbach / Bregenzerach (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

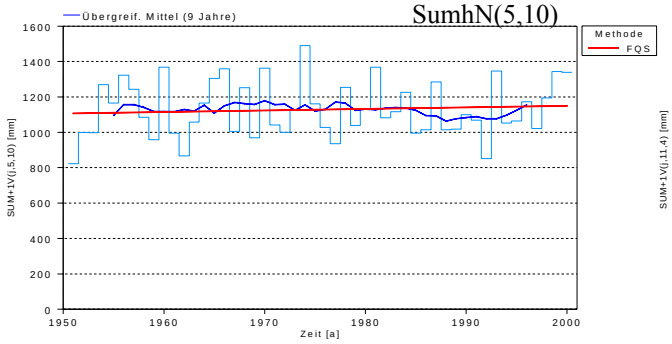
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

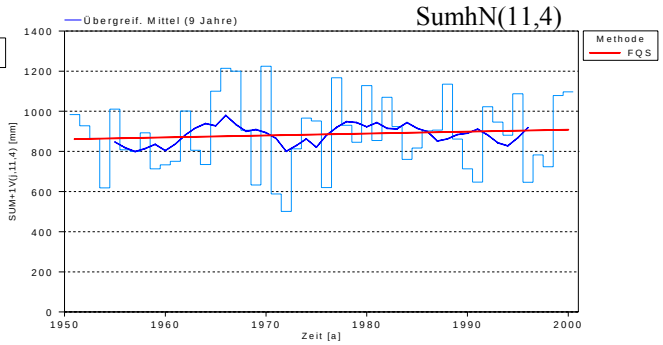
Trend fallend (80% Signifikanz)

Kennelbach 1951-2000

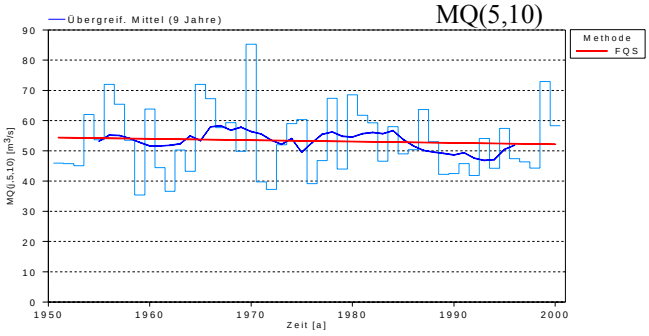
SumhN(5,10)



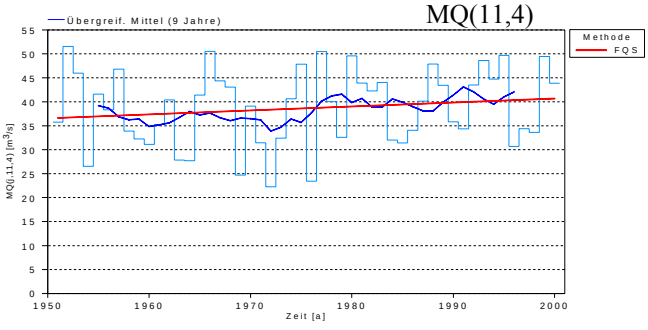
SumhN(11,4)



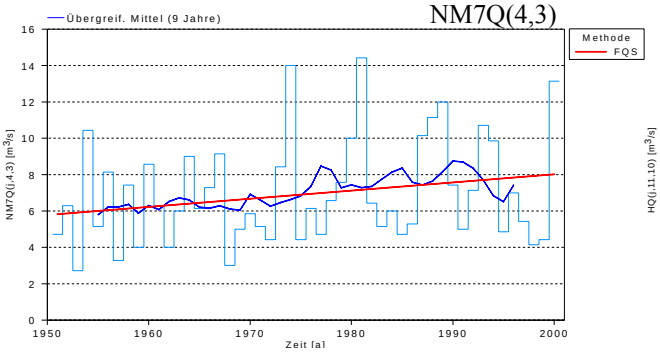
MQ(5,10)



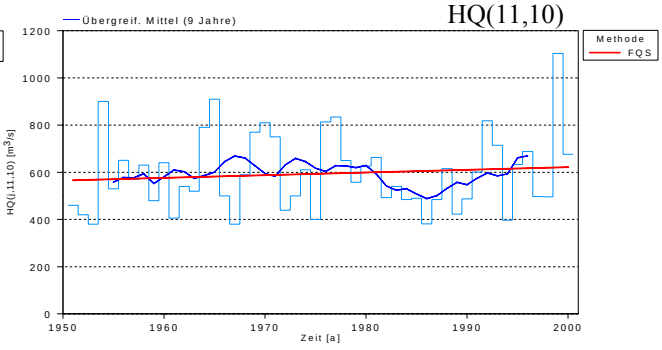
MQ(11,4)



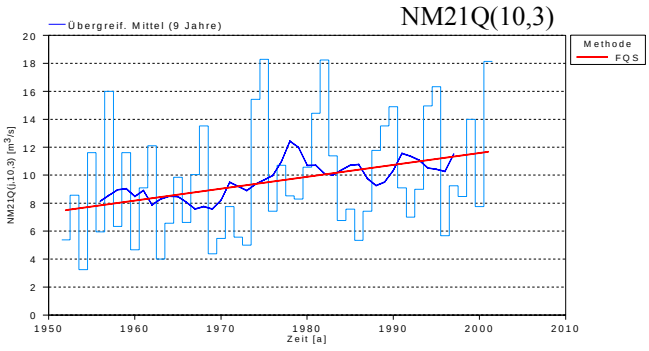
NM7Q(4,3)



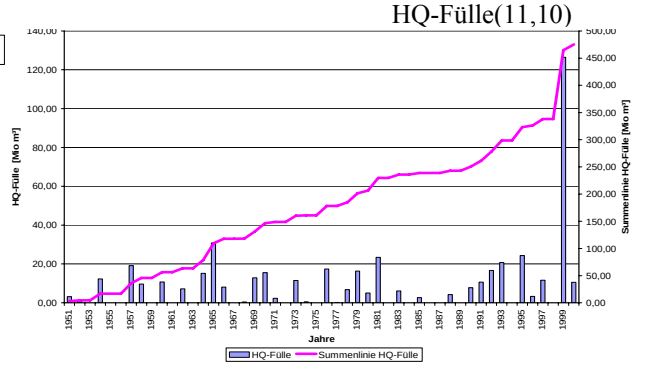
HQ(11,10)



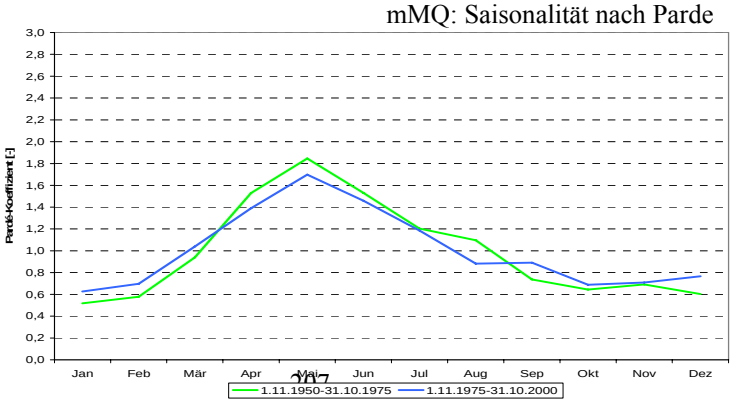
NM21Q(10,3)



HQ-Fülle(11,10)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Andelfingen/Thur

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

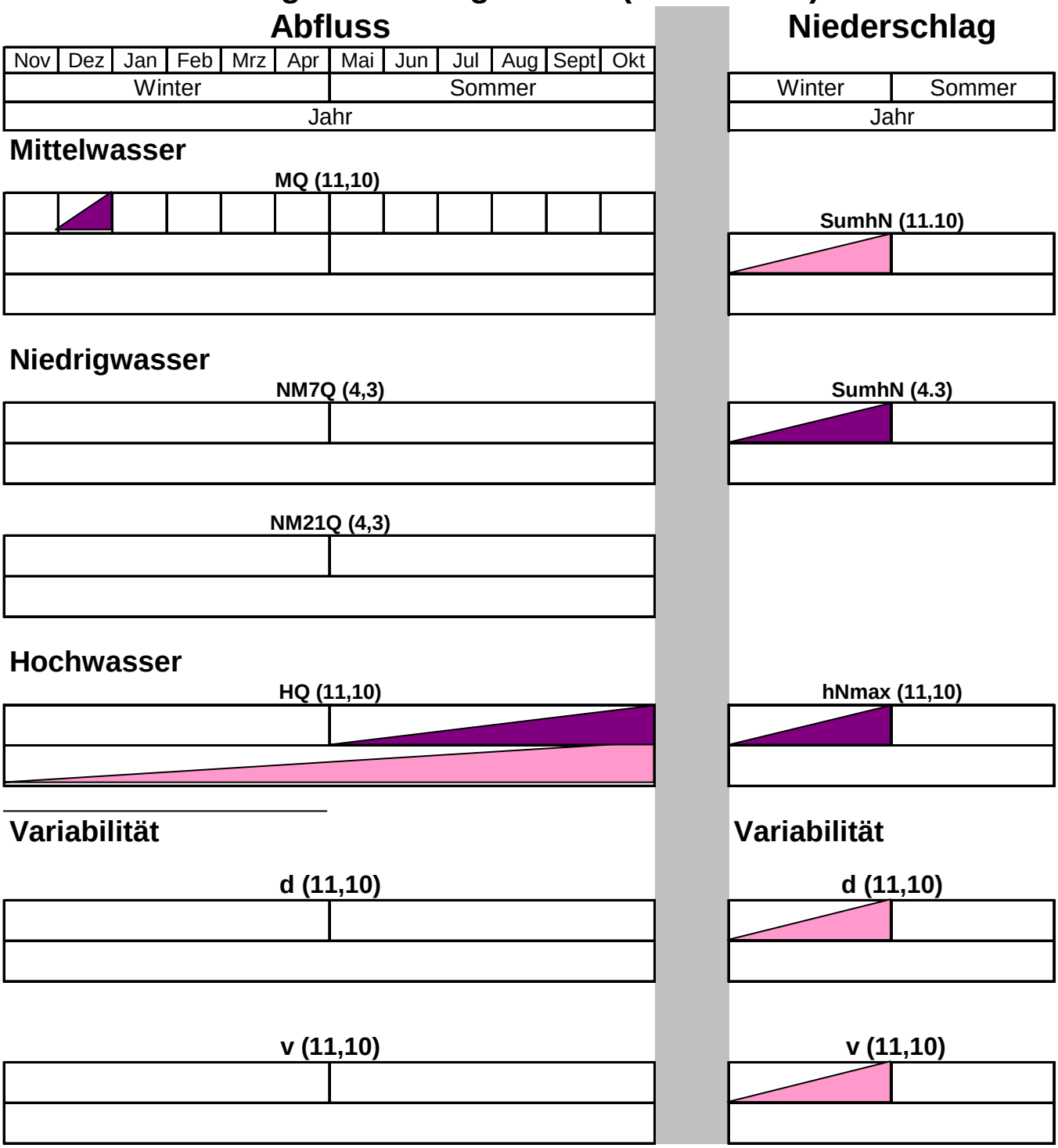
Pegelname / Bezugszeitraum	Andelfingen / (1905-2000)
Fluss	Thur
Fluss-km [1])	8,7 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe [5])	356
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	1696
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1352
NM7Q [m³/s]	2,56
MQ [m³/s]	46,9
HQ [m³/s]	1130
Abflussregime-Typ [4])	Schnee-Regen Typ

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5])Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille)

Die Quellen der Thur liegen im Säntisgebiet, wobei der Säntis mit 2502 m ü. M den höchsten Punkt bildet. Die Seitenflüsse Sitter, Urnäsch, Glatt und Necker entspringen im Kanton Appenzell. Sie bilden zusammen mit der Murg die wichtigsten Zuflüsse der Thur. Bis zur Mündung in den Rhein führt der Fluss auf einer Gesamtlänge von rund 127 km durch die Kantone St. Gallen, Thurgau und Zürich und entwässert ein Einzugsgebiet von beinahe 1700 km^2. Dabei überwindet er eine Höhendifferenz von 1‘150 m. Etwa 75 % des gesamten Einzugsgebietes liegen unter 1000 m ü. M. und weisen voralpinen und Mittelland-Charakter auf. Das mittlere Einzugsgebietsgefälle liegt bei 7.5 Grad (GURTZ et al. 1997). Während die Thur im Oberlauf den Charakter eines Gebirgsbaches hat, zeigen der Mittellauf (Schwarzenbach bis Bischofszell) und der Unterlauf (Bischofszell bis Rheinmündung) die typischen Merkmale vom Mittellandflüssen. Die Thur durchfließt hier mehr oder weniger breite Flussebenen, die sich durch Schotterablagerungen nach der Eiszeit gebildet haben. Die Bodennutzung ist vor allem durch die Landwirtschaft geprägt. Ungefähr 57 % dienen als Wiesen- und Ackerland, während der Wald einen Anteil von knapp 26 % ausmacht. Knapp 8 % nehmen die Siedlungen in Anspruch (GURTZ et al. 1997).
Im Einzugsgebiet des Pegels in Andelfingen gibt es keine größeren Speicherseen, die das Abflussregime der Thur ausgleichen könnten (Beispiel Bodensee – Hochrhein). Die Ganglinien von Hochwasserereignissen der Thur können durch einen schnellen Anstieg und hohe Scheitel charakterisiert werden. Die Beeinflussung des Abflussregimes der Thur infolge Speicherbewirtschaftung ist minimal. Ableitungen in oder Zuleitungen aus anderen Einzugsgebieten gibt es im Einzugsgebiet der Thur nicht.
Während bei der längeren Reihe (1905–2000) der Gebietsniederschläge steigende signifikante Trends bei der Winterhalbjahresserien (für Wasserhaushaltsjahr sogar gut gesichert) nachgewiesen werden können, ergibt die Auswertung der Standardreihe keine Trends Gut gesicherte Trendsignifikanz kann ebenfalls im Winterhalbjahr bei der Analyse der maximalen Monatssummen der LR nachgewiesen werden. Das Niederschlagsregime im Einzugsgebiet des Pegels Andelfingen/Thur ist durch ein Maximum (1- oder 2-gipflig) im Sommer und ein Minimum im Winter (Dezember - März) gekennzeichnet. Für alle Teilzeiträume treten die Maxima

im Juni auf. Auffällig ist die starke Zunahme der Niederschläge im Monat Mai und Abnahme im August. Verglichen mit den ersten 3 Teilzeiträumen werden für den letzten Teilzeitraum (1976–2000) kleinere Unterschiede zwischen den hohen und den tiefen Monatssummen ausgewiesen.
Alle jährlichen und halbjährlichen Mittelwasserreihen am Pegel Andelfingen/Thur sind trendfrei. Von den Serien der monatlichen Mittelwasserabflüsse zeigen nur die Dezemberabflüsse einen (gut gesicherten positiven) Trend.
Die Sprünge in den MQ-Reihen (LR: 1972/1973 – Dezember, 1940/1941 - Sommerhalbjahr; KR: 1972/1973 - Dezember) haben keinen Einfluss auf ihr Trendverhalten. Jedoch kann der Sprung in der Sommerhalbjahresreihe mit den Hochwassermessungen vom 22.5.1939 in Verbindung gebracht werden. Mit Hilfe dieser Messungen ließ sich die Qualität der Pegelschlüsselkurve im Hochwasserbereich verbessern, sodass vor allem für das wasserreiche Sommerhalbjahr genauere Abflusswerte realisiert werden konnten. Das innerjährliche Abflussregime zeigt ein komplexe-Regime: Schnee-Regen Typ mit einfachem Maximum im Sommer und einfachem Minimum im Winter mit deutlich höheren Abflüssen im Mai als im Juli. Die Ganglinien-Amplitude weist für die vier Perioden nur geringe Unterschiede auf, es können also weder ausgleichende noch verschärfende Tendenzen nachgewiesen werden.
Für das Verhalten der Niedrigwasserkennwerte NM7Q kann am Pegel Andelfingen/Thur nur für die Sommerhalbjahresreihe der Standardreihe ein fallender Trend nachgewiesen werden. Analysiert man die NQ-Sprünge beim Pegel Andelfingen/Thur, tritt nur ein einziger Sprung auf, der für das Jahr 1972/1973 (Standardreihe, NM21Q-Winterhalbjahresreihe) detektiert wird. Der Vergleich der Eintrittsdaten für die extremen Niedrigwasserkennwerte von NM7Q und NM21Q der ersten 3 Teilzeitbereiche mit dem letzten (1976–2000) ergibt für die Jahres- und Winterhalbjahresreihen eine Vorverschiebung um zirka 3 Wochen.
Ein zunehmender Trend der HQ-Spitzen (Jahres- und Sommerhalbjahresreihen) kann bei der Analyse der längeren Reihe festgestellt werden. Bei der Untersuchung der Standardreihe fällt der steigende Trend für das Sommerhalbjahr auf. Eine Häufung der Sprünge in den Hochwasserkennwerten tritt Anfangs der 60er auf. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel liegen im Monat Juli. Die Ausnahme bildet die erste Teilzeitperiode (1905–1925), für die der 15. Januar als wahrscheinlichster Eintrittszeitpunkt ausgewiesen wird. Die Hochwasserereignisse der Thur mit den hohen Scheitelwerten und dem schnellen Anstieg vermögen das Abflussregime des Pegels Rekingen/Rhein markant zu beeinflussen.

Pegel Andelfingen/Thur (1905 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Andelfingen/Thur (1951 - 2000)

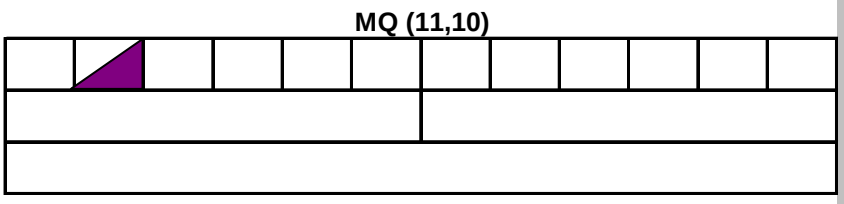
Abfluss

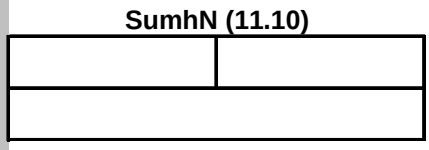
Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt
Winter						Sommer					
Jahr											

Niederschlag

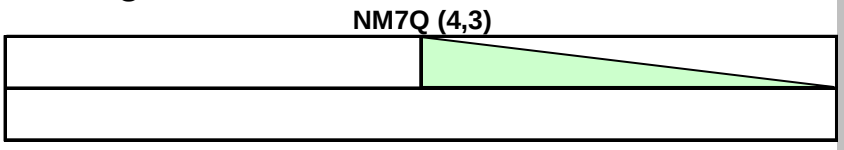
Winter	Sommer
Jahr	

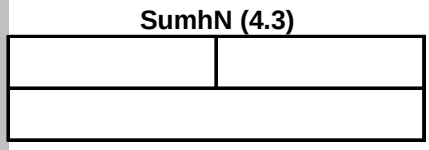
Mittelwasser

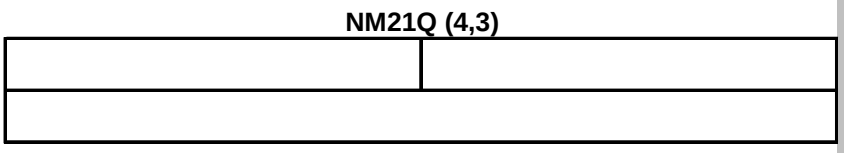




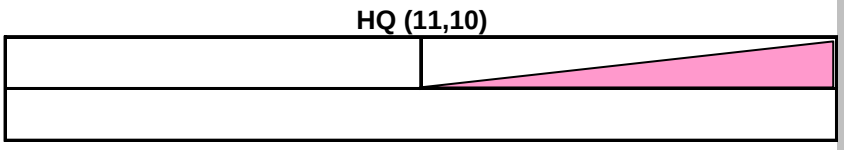
Niedrigwasser

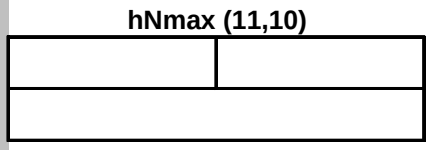




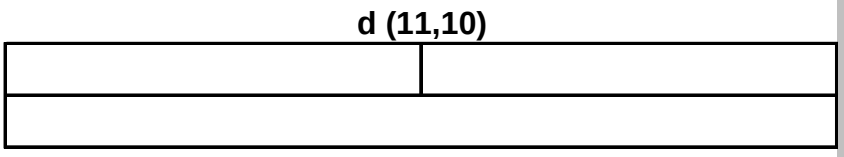


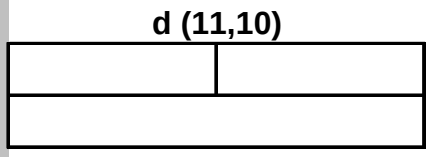
Hochwasser

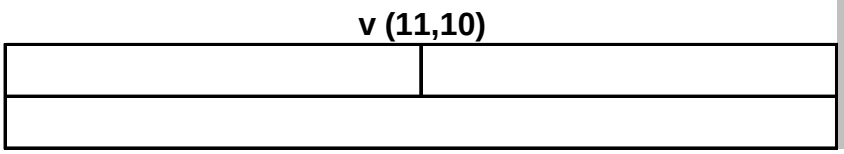


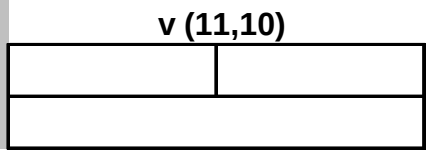


Variabilität



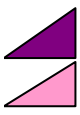






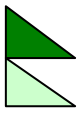
Variabilität

Zeichenerklärung



Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

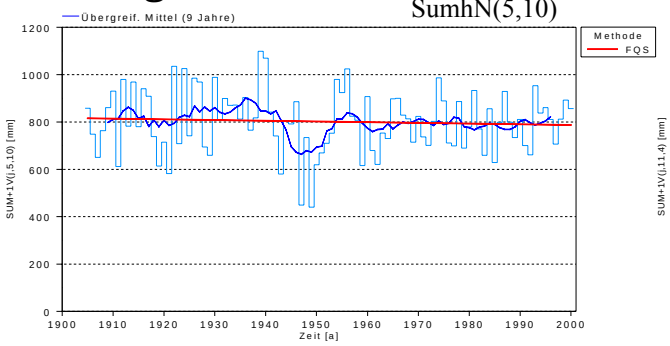


Trend fallend (95% Signifikanz)

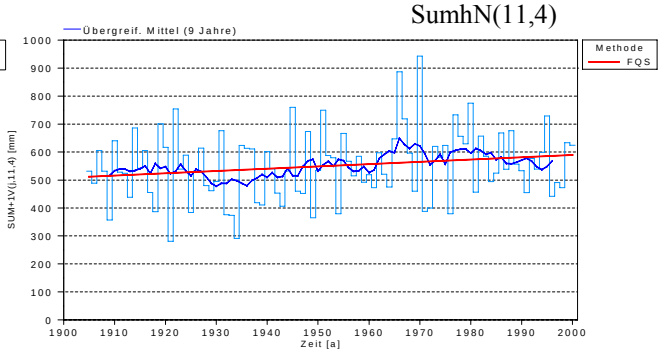
Trend fallend (80% Signifikanz)

Andelfingen 1905-2000

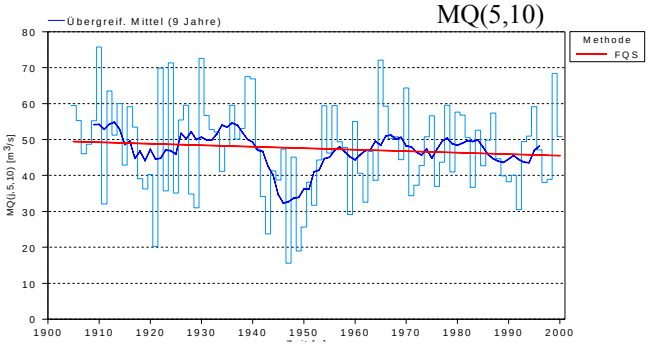
SumhN(5,10)



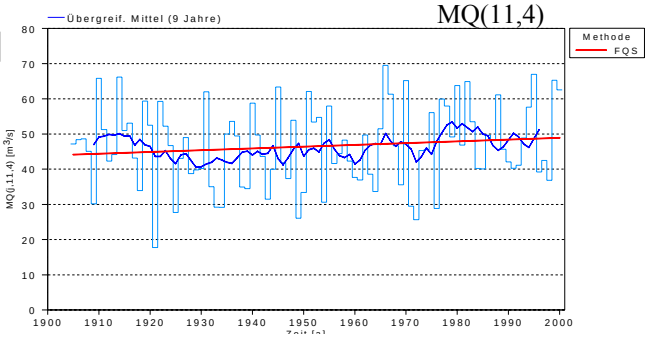
SumhN(11,4)



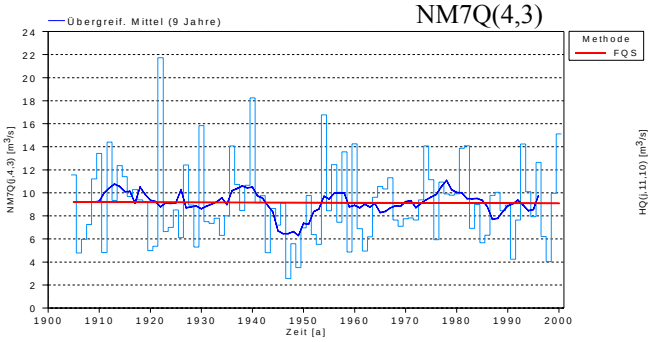
MQ(5,10)



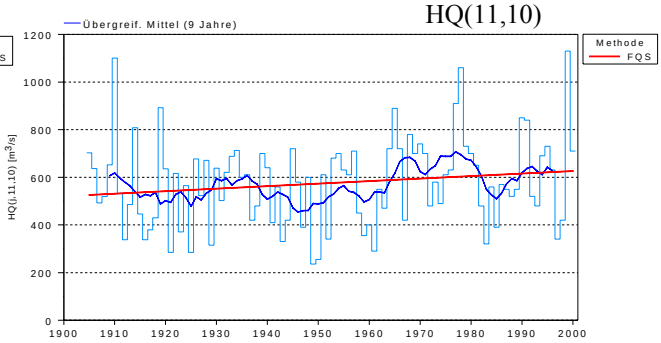
MQ(11,4)



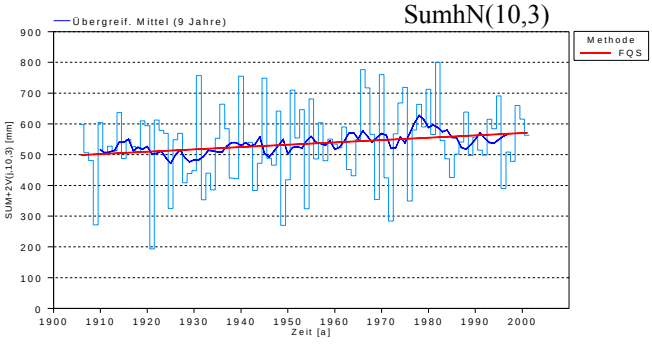
NM7Q(4,3)



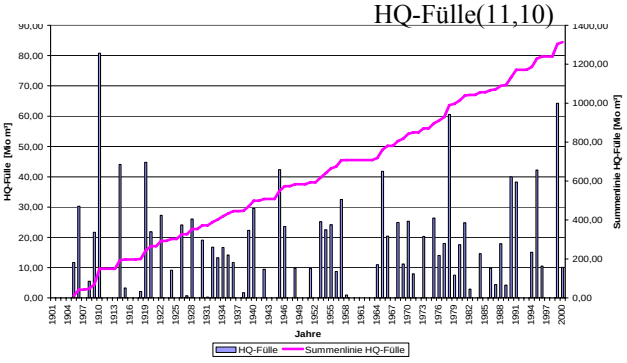
HQ(11,10)



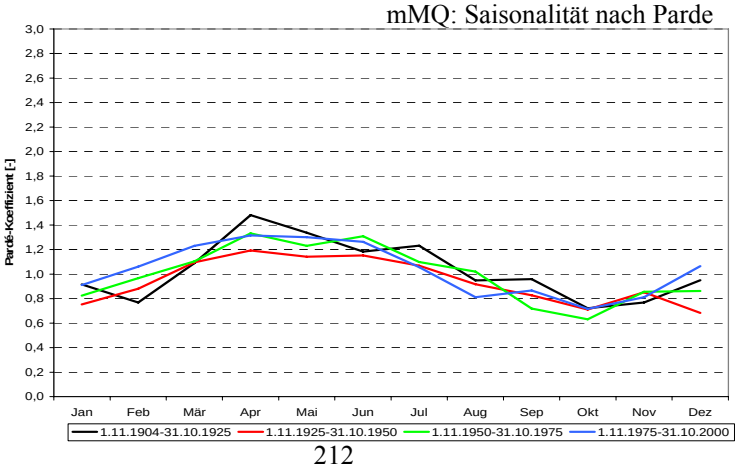
SumhN(10,3)



HQ-Fülle(11,10)

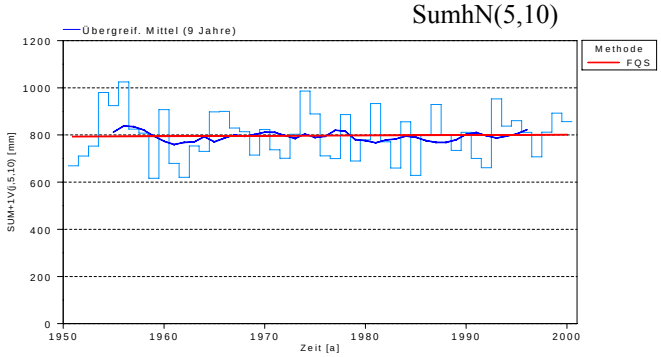


mMQ: Saisonalität nach Parde

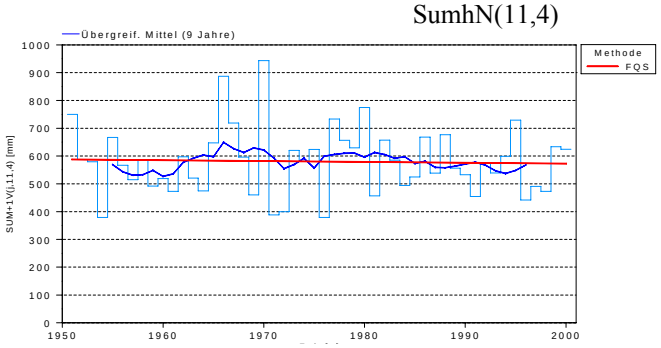


Andelfingen 1951-2000

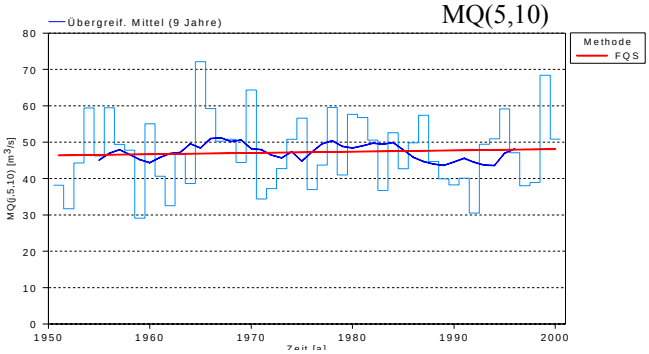
SumhN(5,10)



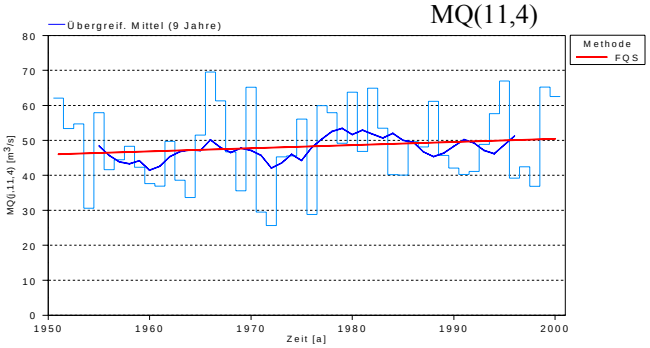
SumhN(11,4)



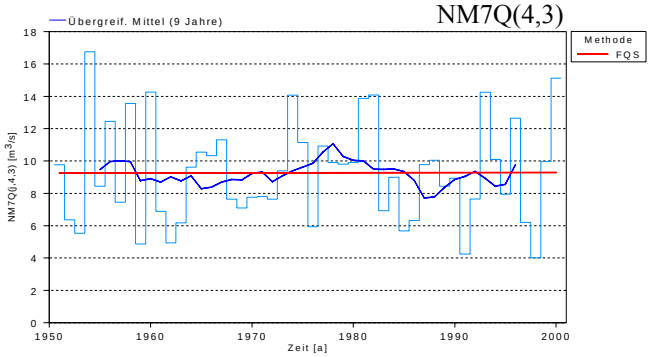
MQ(5,10)



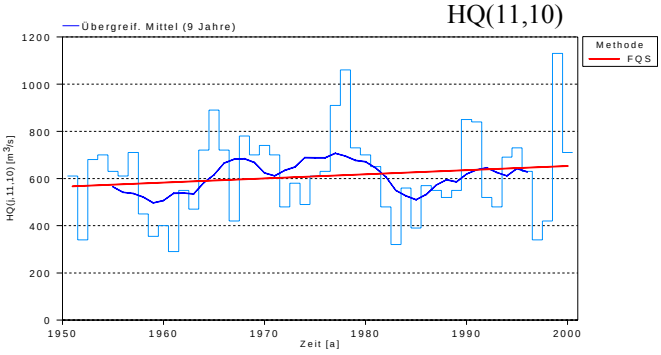
MQ(11,4)



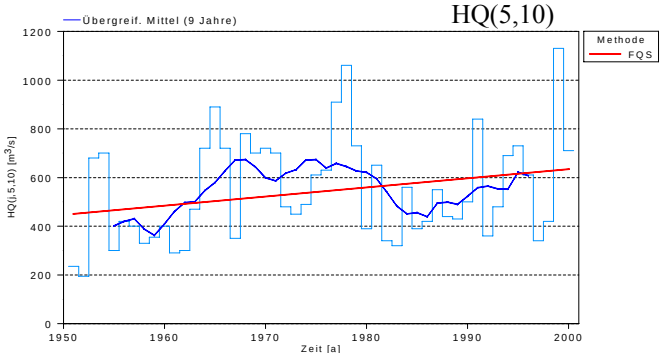
NM7Q(4,3)



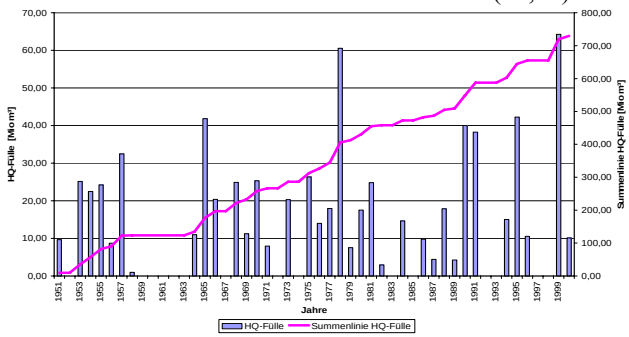
HQ(11,10)



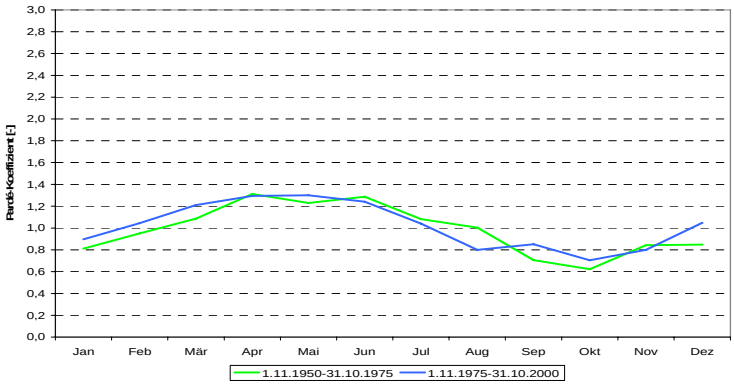
HQ(5,10)



Fülle(11,10)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Rekingen/Rhein

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Rekingen / (1905-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	90,2 km (77,6 km bis zur D/CH-Grenze)
Pegel-Höhe (NN +....m)	323
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	14718
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0,57
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1315
NM7Q [m³/s]	124
MQ [m³/s]	442
HQ [m³/s]	2250
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5]) Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille).

Der Pegel Rekingen/Rhein (323 m ü. M.) liegt im Gebiet des Hochrheins unterhalb des Bodensees und nach dem Zufluss von Thur, Töss und Glatt aber noch vor der Einmündung der Aare, 77,6 km von der Grenze Schweiz/Deutschland entfernt. Die Größe des oberirdischen Einzugsgebietes beträgt an dieser Stelle 12'718 km^2 bei einem Vergletscherungsgrad von 0,57 % und einer mittleren Höhe von 1080 m ü. M[5]). Nach dem Bodensee ist die Wasserführung des Rheins viel gleichmäßiger, da der See als natürliches Regulierungsbecken wirkt und der Rhein auf dieser Strecke den Charakter des Bodenseewasserstandes erhält. Das in großer Menge vom oberen Einzugsgebiet mitgeführte Geschiebe wird im Bodenseebecken abgelagert und der Rhein tritt „geläutert" aus dem See heraus (vgl. GHEZZI 1926).

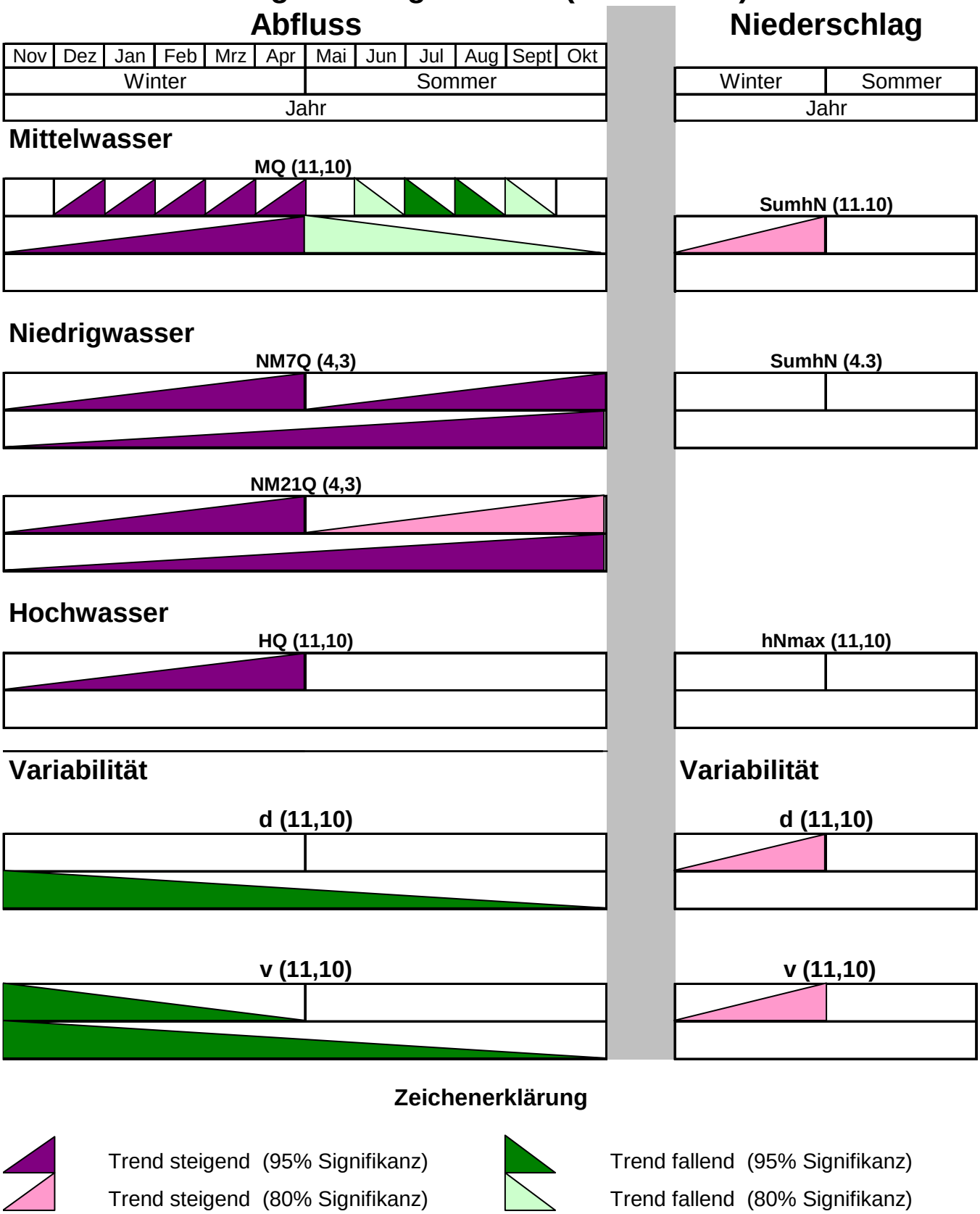
Die Jahres- und Winterhalbjahressummen sowie alle Reinen der maximalen Jahressummen weisen in der langen Untersuchungsperiode lediglich positive Tendenzen auf.
Die Reihe der Winterhalbjahressummen im hydrologischen Jahr ist mit Signifikanzniveau von 80% abgesichert. Zum Gegenteil sind die Sommerhalbjahressummen mit einer negativen Tendenz zu verzeichnen. Die KR sind ebenfalls trendfrei. Alle Kenngrößen der beiden Untersuchungszeiträume weisen keinen Sprung auf
Bezüglich des Niederschlagsregimes ist eine Verringerung der Anzahl der innerjährlichen Maxima von zwei Hauptpeaks im August und im November im älteren Teilzeitraum (1950–1975) auf nur mehr ein Maximum (Juli) im jüngsten Zeitraum (1975–2000) feststellbar. Zudem ist eine Verringerung der Amplitude der Pardé-Koeffizienten vorhanden.

Der innerjährliche Abflussgang zeigt am Pegel Rekingen beim Vergleich der Teilzeiträume 1905–1925, 1926–1950 und 1951–1975 eine unveränderte Grundstruktur: Es liegt ein Schneeregime des Berglandes mit einfachem Maximum im Sommer und einfachem Minimum im Januar/Februar vor. Die oben angesprochenen Abfluss-Verschiebungseffekte vom Sommer in den Winter manifestieren sich in entsprechender Verringerung der Ganglinien-Amplitude für den 2. und 3. Teilzeitraum. Für den letzten Teilzeitraum 1976–2000 ist eine Verschiebung des Sommermaximums von Juli in den Juni sichtbar.

Die beiden analysierten Niedrigwasserkenngrößen NM7Q und NM21Q beim Pegel Rekingen/Rhein weisen sowohl im längeren als auch im kürzeren Untersuchungszeitraum weitgehende Übereinstimmung auf: Stets zeigen die Winterhalbjahres- und Jahresserien einen gut gesichert ansteigenden Trend. Für die Sommerhalbjahresreihe kann die Trendsignifikanz nur bei der Analyse der längeren Reihe nachgewiesen werden(für NM7Q(4,9) gut gesicherter Trend). Das Eintrittsdatum für die extremen Niedrigwasserkennwerte beim Pegel Rekingen/Rhein von NM7Q und NM21Q schwankte im letzten Jahrhundert nur in einem kleinen Zeitfenster zwischen dem 15.Januar und dem 6. Februar. Eine große Zeitverschiebung kann beim Eintrittsdatum der extremen NQ-Kennwerte für die Sommerhalbjahresreihen festgestellt werden. Während im ersten Quartal des 20. Jahrhundert die tiefsten NM7Q und NM21Q-Werte in der zweiten Hälfte des Aprils auftraten, wurden im letzten Quartal die Extremwerte Ende Mai oder im Juni registriert. Dies ist eine zeitliche Verschiebung von ca. ein bis zwei Monaten. Analysiert man die NQ-Sprünge am Pegel Rekingen, treten bei der langen Serie alle Sprünge im Jahr 1964/1965 (Jahre und Halbjahre) auf. Für die KR werden für NM7Q und NM21Q der Jahres- und die Winterhalbjahresserien die Sprünge im Jahr 1972/1973 detektiert.

Für die längere Untersuchungsperiode (1905–2000) weist die HQ-Scheitel im Winterhalbjahr einen gut gesicherten zunehmenden Trend. Wird die Standardreihe analysiert, kann die Trendsignifikanz auf dem niedrigeren Niveau von □ = 80 % für die HQ-Scheitel nachgewiesen werden. Für die lange Untersuchungsperiode können zeitgleich Sprüngen im Winterhalbjahr der Gebietsniederschlagsreihe und der Hochwasserserie gegen Mitte der 60er Jahre lokalisiert. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel treten zwischen dem 9. und 14. Juli auf.

Pegel Rekingen/Rhein (1905 - 2000)



Zeichenerklärung

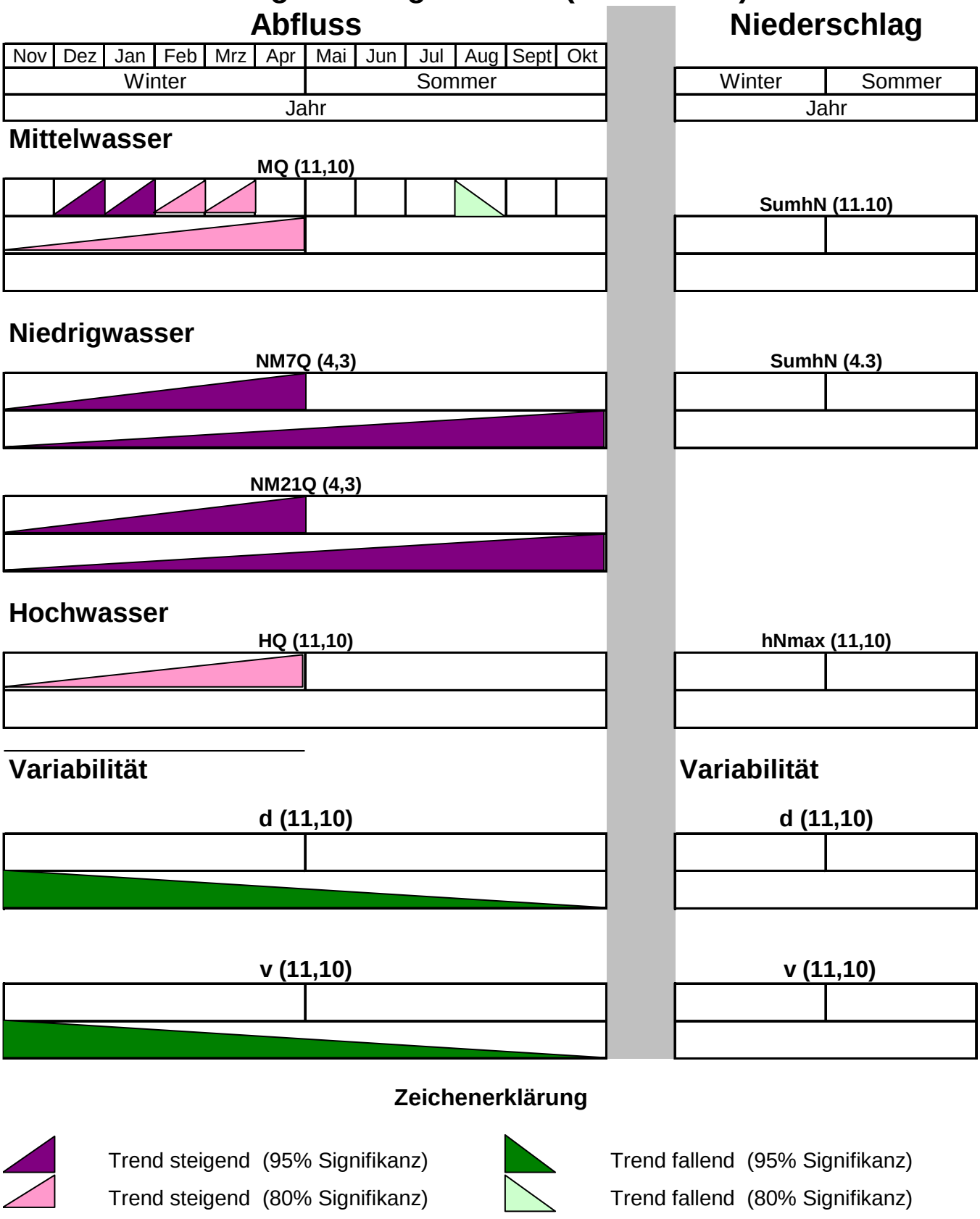
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Rekingen/Rhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

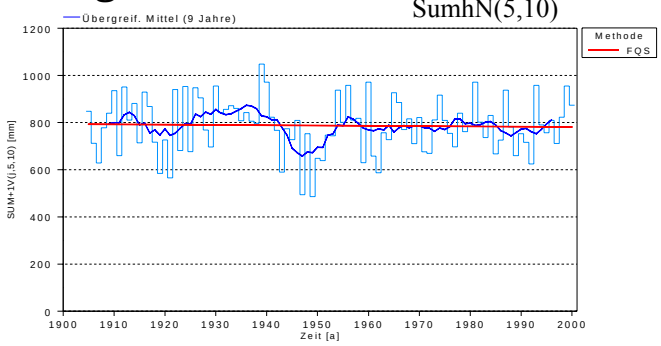
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

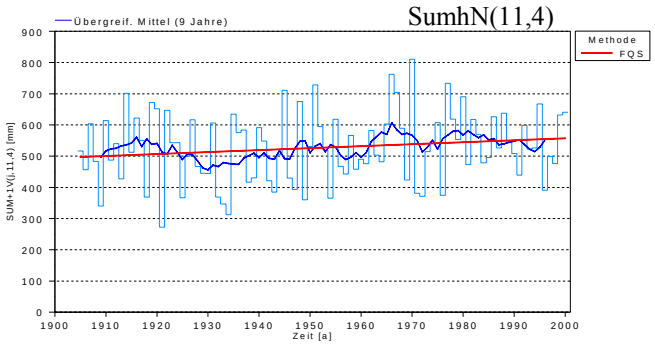
Trend fallend (80% Signifikanz)

Rekingen 1905-2000

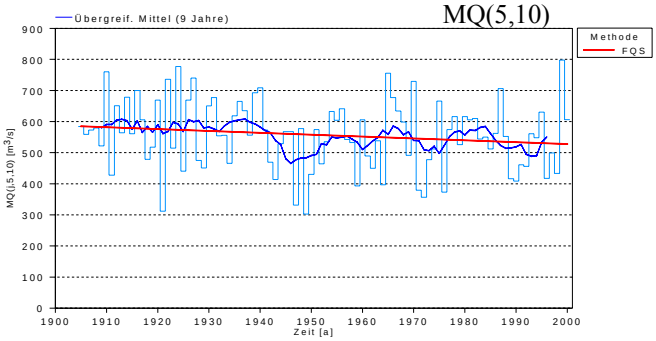
SumhN(5,10)



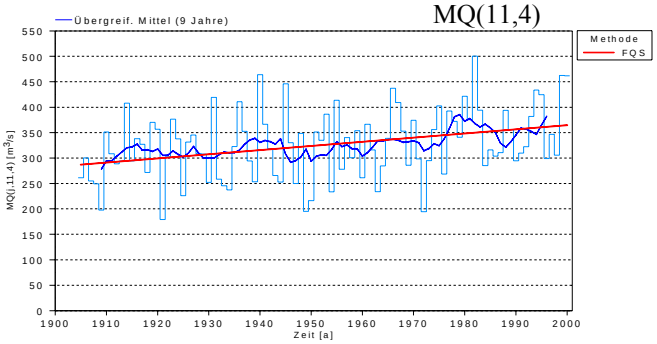
SumhN(11,4)



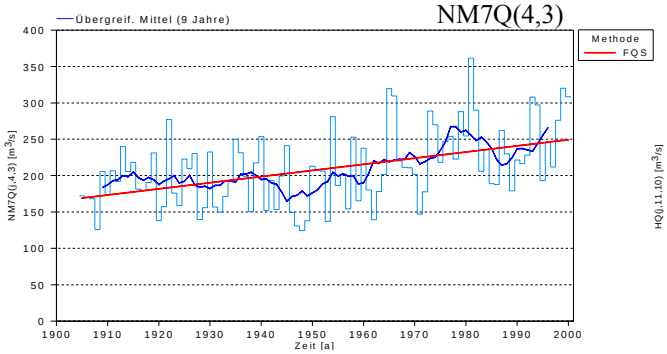
MQ(5,10)



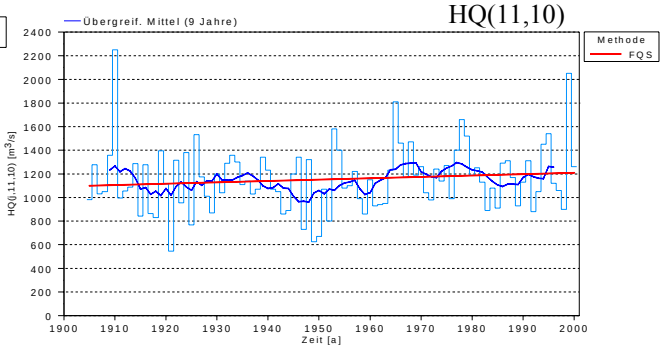
MQ(11,4)



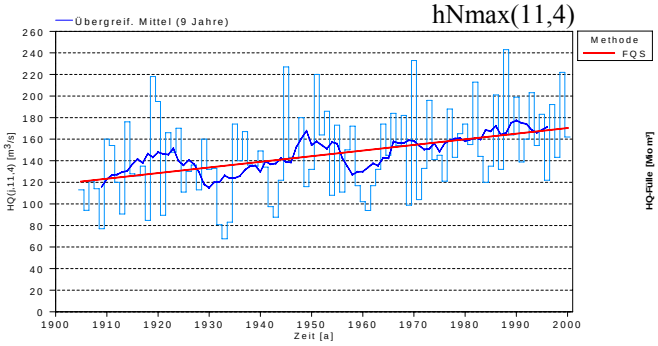
NM7Q(4,3)



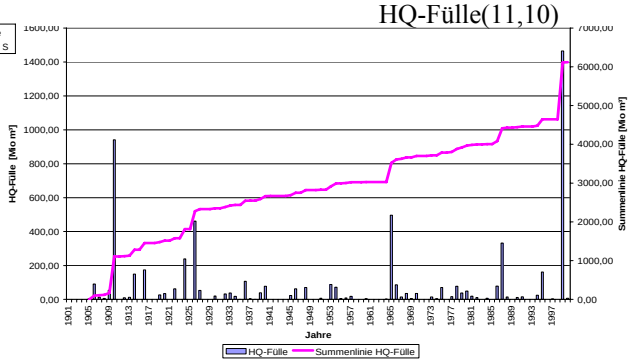
HQ(11,10)



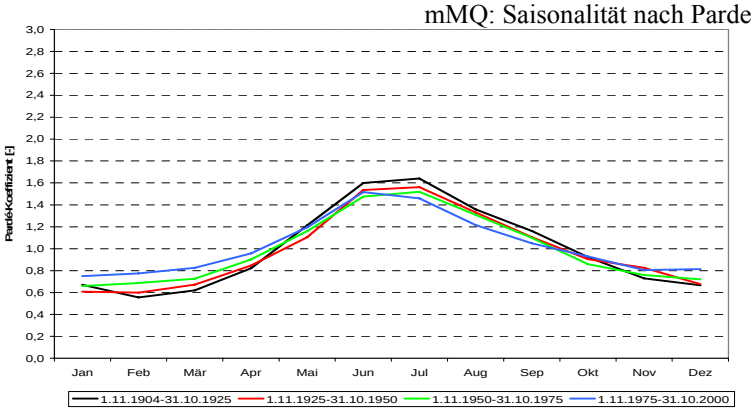
hNmax(11,4)



HQ-Fülle(11,10)

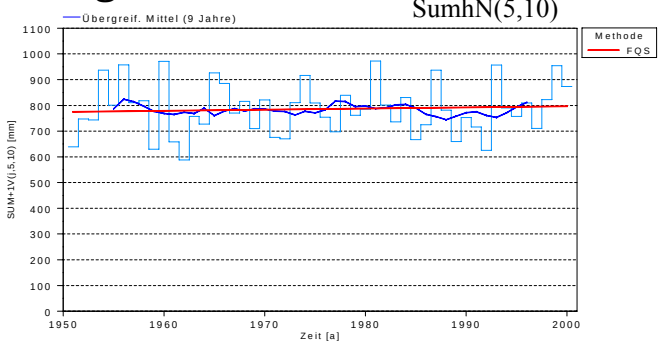


mMQ: Saisonalität nach Parde

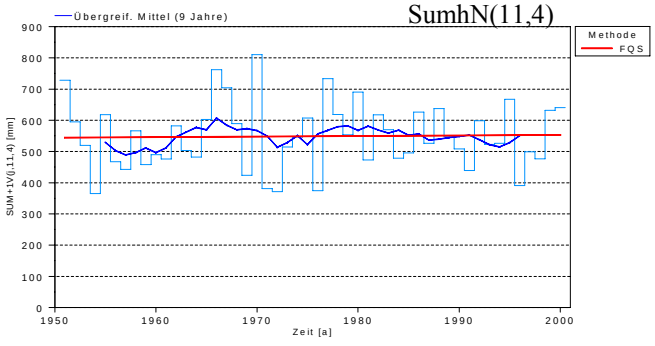


Rekingen 1951-2000

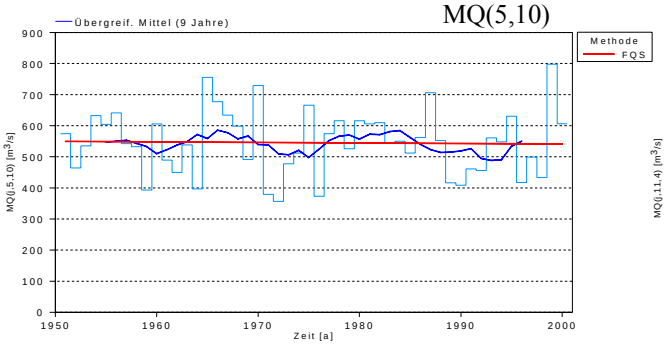
SumhN(5,10)



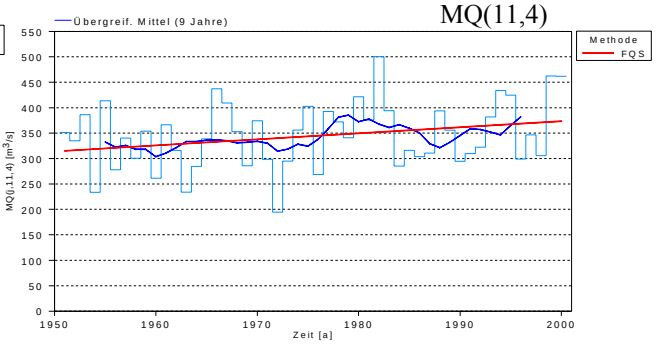
SumhN(11,4)



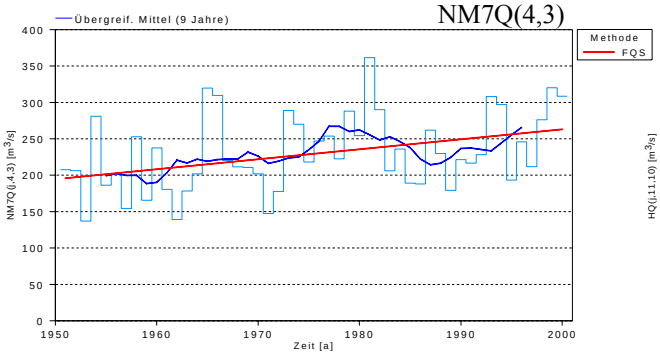
MQ(5,10)



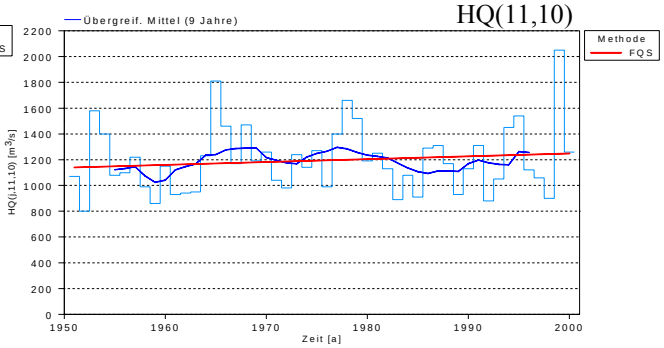
MQ(11,4)



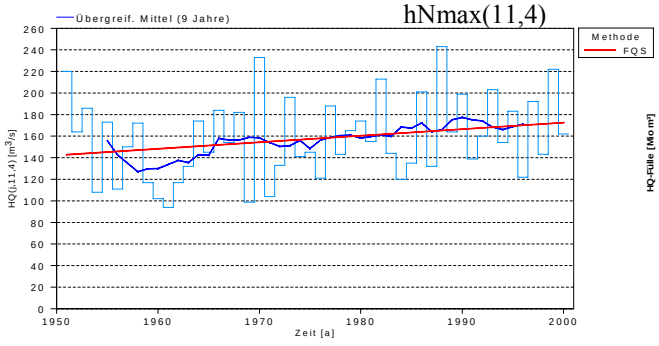
NM7Q(4,3)



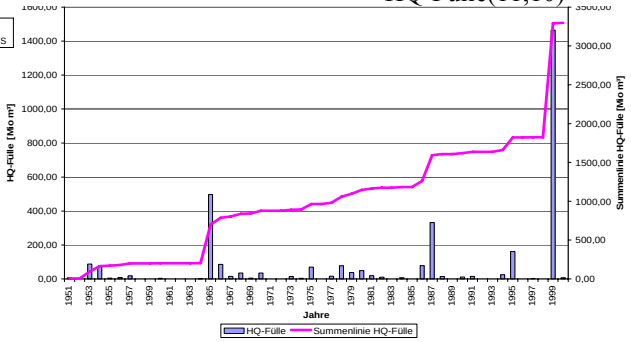
HQ(11,10)



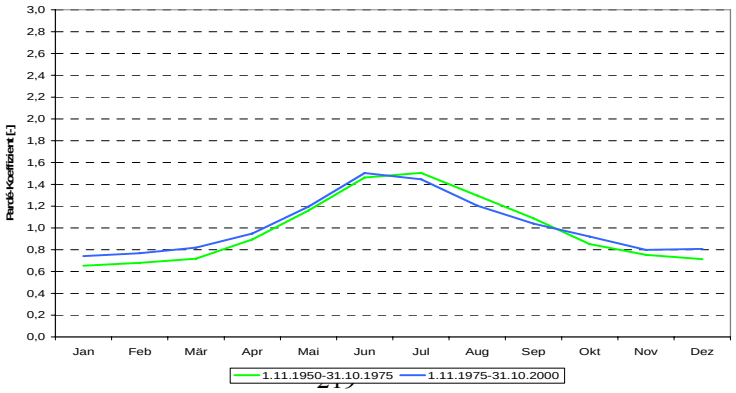
hNmax(11,4)



HQ-Fülle(11,10)



mMQ: Saisonalität nach Pardé



Zusammenfassung Andermatt/Reuss

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Andermatt / (1951-2000)
Fluss	Reuss
Fluss-km [1])	144 km
Pegel-Höhe [5])	1427
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	192
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	6,4
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1777
NM7Q [m³/s]	0,92
MQ [m³/s]	7,76
HQ [m³/s]	295
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5])Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille)

Der Pegel Andermatt umfasst das Quellgebiet der Reuss und liegt im Urserental, 144 km von der Mündung der Reuss in die Aare entfernt. Das Einzugsgebiet umfasst 192 km² und deckt damit nur knapp 6 % des gesamten Reusseinzugsgebietes bis zum Pegel in Mellingen ab. Die mittlere Einzugsgebietshöhe beträgt 2280 m ü. M., die Vergletscherung 6,4 %. Die Bodenbedeckung besteht aus Strauch- und Krautvegetation sowie aus offenen Flächen mit nur geringer Vegetation und Dauerschneegebieten (ATLAS DER SCHWEIZ 2004) Das Abflussregime des Pegels Andermatt/Reuss wird vor allem durch drei Ableitungen beeinflusst. Diese drei Ableitungen reduzieren die Größe des Einzugsgebietes von 192 km^2 auf ca. 158 km^2. Dies entspricht einer Reduktion der Einzugsgebietsfläche, die für den Pegel in Andermatt abflusswirksam ist, um 18 %, wobei die Ableitung in den Ritom-Stausee, welcher 1920 realisiert wurde, die größte Beeinflussung darstellt. Zuleitungen ins Einzugsgebiet der Reuss bei Andermatt gibt es keine.

Bei der Untersuchung der Gebietsniederschlagssummen der beiden Perioden findet man (bis auf die sommerliche Reihe eines Wasserhaushaltsjahres - steigender gesicherter Trend) keinen Trend.
Die höchste Monatssummen der beiden Untersuchungsperiode weisen im Sommerhalbjahr einen steigenden Trend auf. Für die längere Reihe könnte dieser Trend für das Gesamtjahr identifiziert werden. Die winterlichen Niederschlagssummen der beiden Untersuchungsperioden weisen fallende Tendenzen auf.
Der Vergleich der beiden 25-Jahre-Teilzeiträume (1950–1975, 1975–2000) ergibt für die innerjährliche Verteilung der Gebietsniederschläge im Einzugsgebiet des Pegels Andermatt/Reuss grosse Streuungen. Das Niederschlagsregime weist zwei bis drei Maxima (März/April, Oktober/November und Januar) und zwei bis drei Minima (Juli-September, Januar-März) auf. Im Vergleich zum ersten Teilzeitraum (1950–1975) können im zweiten (1975–2000) keine deutlichen Maxima oder Minima erkannt werden. Dies manifestiert sich in der kleinen Spannweite der Pardé-Koeffizienten zwischen 1,23 und 0,83.

Gut gesichert fallende Trends können in den Mittelwasserserien für alle Jahres-, Halbjahres- und Monatsserien der längeren Untersuchungsperiode (1911–2000) detektiert werden. Wird die Standardreihe untersucht, kann der gut gesichert fallende Trend für die Jahres-, die Sommerhalbjahres- und die Monatsserien von Juni bis August ausgewiesen werden. Dies ist hauptsächlich die Folge der drei Ableitungen in benachbarte Einzugsgebiete. In den Mittelwasserreihen des Pegels Andermatt/Reuss können viele Sprünge identifiziert werden. Bei der längeren Reihe treten die Sprünge massiert zwischen den Jahren 1956 und 1963 (Auswirkung Ableitung in Göscheneralpsee) und zwischen 1945 und 1949 (Auswirkung Ableitung in Lucendro-Stausee) auf. In den Jahren zwischen 1960 und 1962 sowie zwischen 1968 und 1971 können die Bruchpunkte der Standardreihe detektiert werden.

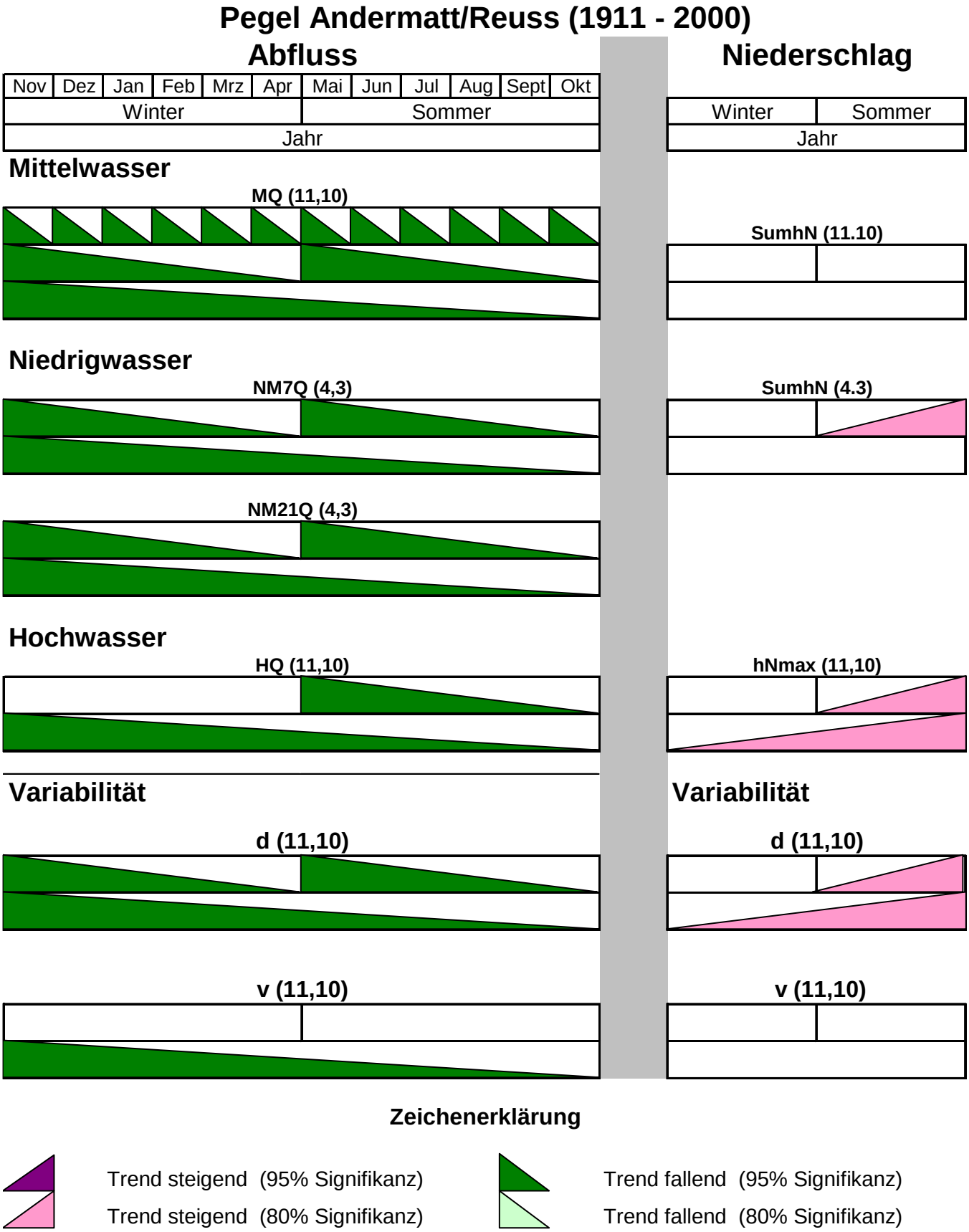
Der innerjährliche Abflussgang zeigt am Pegel Andermatt beim Vergleich der Teilzeiträume 1976–2000 und 1951–1975 eine unveränderte Grundstruktur, doch können der Einfluss der Speicherbewirtschaftung (Ableitungen in den Göscheneralpsee, Inbetriebnahme 1960) und die abnehmenden Niederschläge deutlich festgestellt werden: Es liegt Schneeregime des Berglandes mit einfachem Maximum im Juni (gut ausgeprägt) und einfachem Minimum in den Monaten Januar/Februar vor. Infolge der Ableitungen sind in den Sommermonaten Juni, Juli und August große Abnahmen bei den Mittelwasserabflüssen zu registrieren. Die Abminderung der Abflüsse im Sommerhalbjahr bei konstanten Abflüssen im Winterhalbjahr ergibt für den Pegel Andermatt/Reuss ein ausgeglicheneres Abflussregime.

Für die Niedrigwasserkennwerte NM7Q und NM21Q können am Pegel Andermatt/Reuss (längere Reihe) durchwegs gut gesicherte fallende Trends nachgewiesen werden. Dies ist die Folge der drei Ableitungen, die 1920, 1947 und 1960 abflusswirksam wurden. Wird die Standardreihe untersucht, erreicht nur noch die Sommerhalbjahresreihe von NM21Q fallende Trendsignifikanz bei $\alpha = 80$ %. Die letzte weist im Gesamtjahr einen steigenden Trend auf. Analysiert man die NQ-Sprünge, können die Auswirkungen der Ableitungen auf die Niedrigwasserkennwerte nachgewiesen werden. Die Inbetriebnahme der Talsperre Sella im Jahre 1947 bewirkte bei den Jahres- und den Winterhalbjahresreihen von NM7Q und NM21Q einen Sprung. Der Beginn der Bewirtschaftung des Göscheneralpsees bewirkte einen Sprung nach Pettitt in den Sommerhalbjahresreihen der beiden NQ-Kennwerte. Das Eintrittsdatum für die extremen Niedrigwasserkennwerte von NM7Q variiert zwischen Mitte Februar und Anfangs März. Im Verlaufe des letzten Jahrhunderts hat sich dieses Eintrittsdatum um zirka zwei Wochen in den Frühling verschoben.

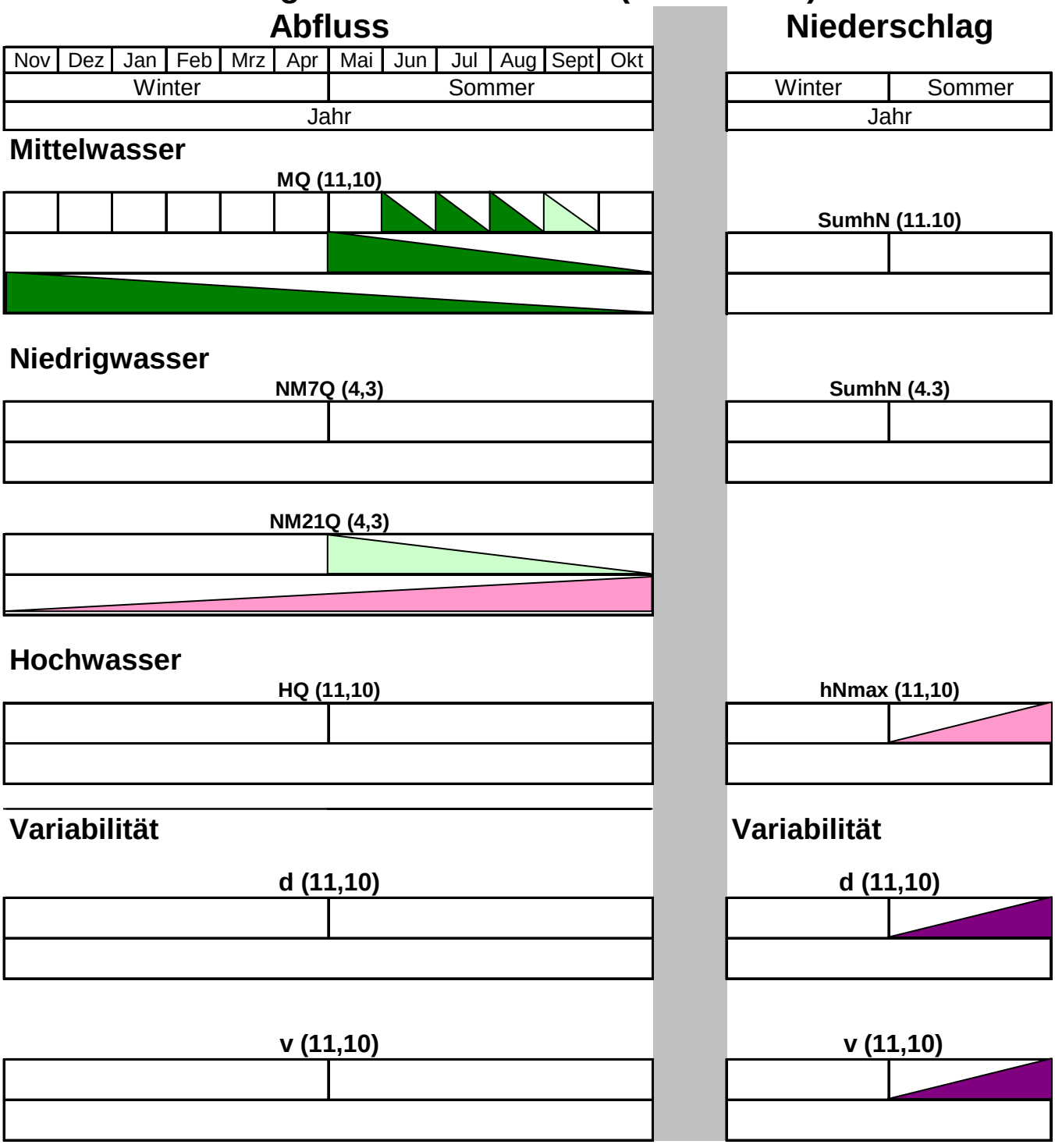
Für die längere Untersuchungsperiode weisen die HQ-Scheitel beim Pegel Andermatt/Reuss gut gesichert fallende Trends für die Jahres- und die Sommerhalbjahresserien auf. Die Standardreihe ist trendfrei. Diese fallenden Trends und Tendenzen können als Auswirkung der drei Ableitungen in benachbarte Einzugsgebiete betrachtet werden, die ein kleineres Wasserdargebot für den Pegel Andermatt/Reuss bewirken. Sprünge lassen sich für die längere Untersuchungsperiode am Anfang der 40er und 50er Jahren detektieren. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeiträume für extreme HQ-Scheitel treten beim Pegel Andermatt/Reuss Mitte August auf und weisen für die Teilzeiträume 1926–1950 (7. August), 1951–1975 (15. August) und 1976–2000 (12. August) eine hohe Konstanz auf.

Der prozentuale Einfluss der Wasserverluste infolge Ableitungen in benachbarte Gebiete nimmt zwischen den Pegeln in Andermatt und in Seedorf von ca. 18 % auf 2.9 % stark ab. Dadurch können ein Grossteil der fallenden Trends beim Pegel in Andermatt für die MQ-, NQ- und HQ-Scheitelserien beim Pegel Seedorf/Reuss nicht mehr nachgewiesen werden. Die größten Unterschiede resultieren beim Vergleich der Niedrigwasserkennwerte. Während beim Pegel Andermatt/Reuss für alle Jahres- und Halbjahresserien der längeren Reihe gut gesichert fallende Trends (Hauptursache: Ableitungen) detektiert werden können, können beim Unter-

liegerpegel in Seedorf für die NQ-Kennwerte gut gesichert steigende Trends (Hauptursache: Speicherbewirtschaftung) nachgewiesen werden.



Pegel Andermatt/Reuss (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

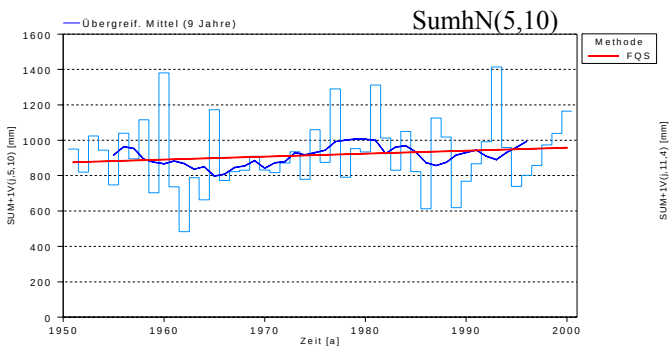
Trend steigend (95% Signifikanz)

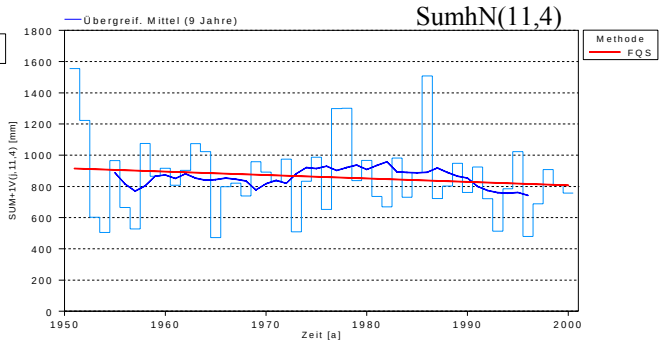
Trend steigend (80% Signifikanz)

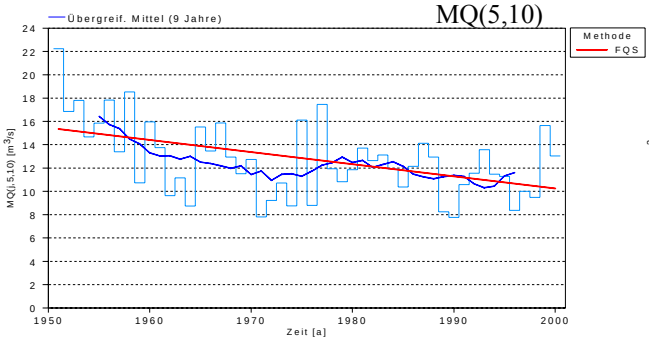
Trend fallend (95% Signifikanz)

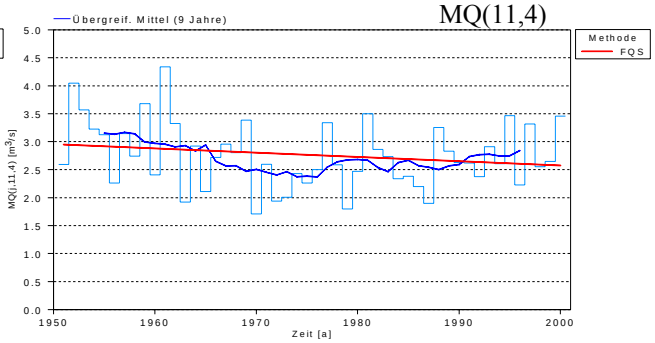
Trend fallend (80% Signifikanz)

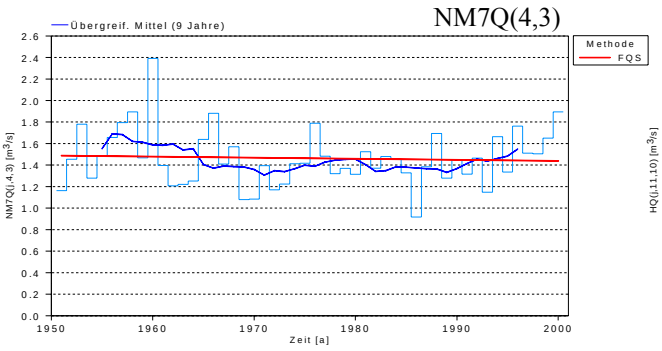
Andermatt 1951-2000

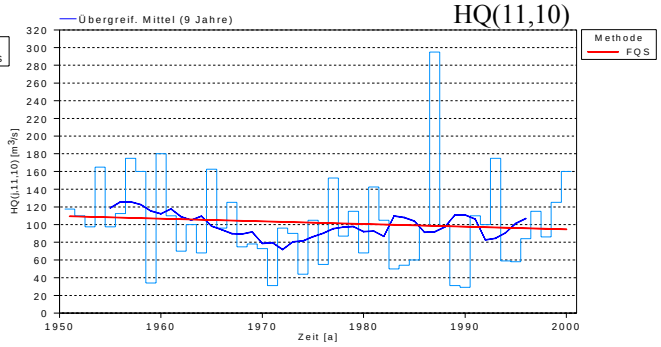


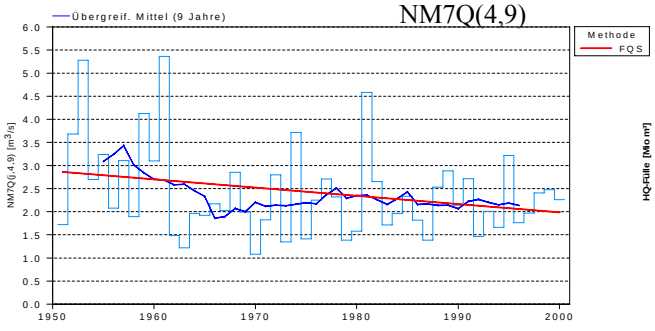


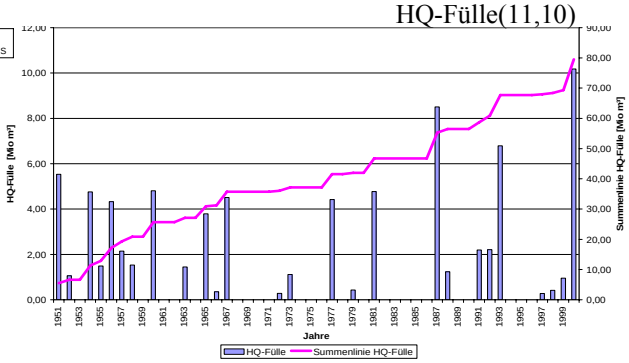


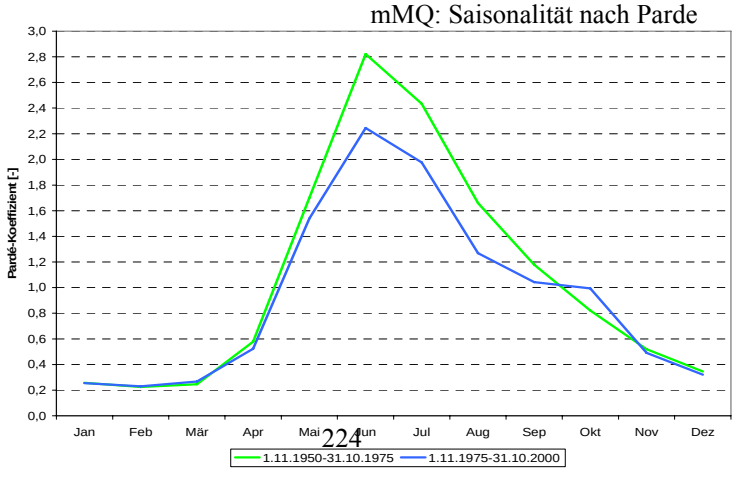












Zusammenfassung Seedorf/Reuss

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Seedorf / (1905-2000)
Fluss	Reuss
Fluss-km [1])	113 km
Pegel-Höhe [5])	438
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	832
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	9,5
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1702
NM7Q [m³/s]	3,91
MQ [m³/s]	44,8
HQ [m³/s]	735
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5])Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille)

Der Pegel Seedorf liegt im Urner Reusstal, vor der Mündung der Reuss in den Vierwaldstädtersee. Bis zu diesem Zeitpunkt weist die Reuss – gegenüber einem mäßigen Gefälle von 1 bis 1,5 m/km unterhalb des Vierwaldstädtersees – ein starkes Gefälle auf (CHR/KHR 1978). Die Distanz bis zur Mündung in die Aare beträgt 113 km. Das Einzugsgebiet umfasst 832 km² und deckt damit knapp 25 % des gesamten Einzugsgebietes der Reuss bei Mellingen ab. Das natürliche Rückhaltevermögen im Einzugsgebiet des Pegels Seedorf/Reuss ist klein, denn es hat sich aus topographischen Gründen kein größerer See gebildet. Das Abflussregime des Pegels Seedorf/Reuss wird vor allem durch zwei Ableitungen ins Tessin und durch den Speicherbetrieb von zwei Kraftwerken (Göschenen, Amsteg) beeinflusst. Diese Ableitungen reduzieren die Größe des Einzugsgebietes von 832 km^2 um ca. 24 km^2 auf ca. 808 km^2. (Reduktion der abflusswirksamen Einzugsgebietsfläche um 2,9 %). Im Einzugsgebiet des Pegel Seedorf/Reuss wurde nach den verheerenden Schäden infolge des Hochwassers 1987 Arbeiten zur Erhöhung der Abflusskapazität und zur Verbesserung des Hochwasserschutzes (mit Autobahn als Überflutungsfläche) ausgeführt.

Bei der Untersuchung der Gebietsniederschläge eines hydrologischen Jahres findet man für die längere Reihen im Winterhalbjahr einen steigenden und im Sommerhalbjahr einen fallenden gesicherten Trend. Alle andere Gebietsniederschlagskenngröße der LR sind trendfrei. Für die kurze Reihe könnte steigenden Trend lediglich im Sommerhalbjahr identifiziert werden.

Der Vergleich der vier 25-Jahre-Teilzeiträume ergibt für die innerjährliche Verteilung der Gebietsniederschläge im Einzugsgebiet des Pegels Seedorf/Reuss grosse Streuungen. Das Niederschlagsregime weist zwei bis drei Maxima (April/Mail, Juli/August und November/Dezember) und zwei bis drei Minima (Februar/März, Juli, September, November/Dezember) auf. Im Vergleich zu den ersten drei Teilzeiträumen können im letzten (1975–2000) keine deutlichen Maxima oder Minima erkannt werden. Dies manifestiert sich in der kleine Spannweite der Pardé-Koeffizienten zwischen 1,13 und 0,88. Auffällig ist die deutliche Abnahme der sommerlichen und spätsommerlichen Gebietsniederschläge sowie eine Zunahme im Winter und im Frühjahr.

In der längeren Untersuchungsperiode (1905–2000) des Pegels Seedorf/Reuss zeigt die sommerhalbjährliche Mittelwasserreihe einen gut gesicherten fallenden und die des Winterhalbjahres einen gut gesicherten steigenden Trend. Dies wird prioritär durch die Speicherbewirtschaftung und die erhöhte Abflusswirksamkeit der Niederschläge infolge einer geringeren Schneedeckenretention im Winter bewirkt. Für die Jahresreihe resultiert ein fallender Trend. Als Ursachen können die geringer ausgefallenen Niederschläge im Sommerhalbjahr und die Ableitungen ins Tessin bezeichnet werden.

Wird die längere Reihe analysiert, liegen die Sprünge in der MQ-Reihe gehäuft in der zweiten Hälfte der 50er und zu Beginn der 60er Jahre. Wird der Untersuchung die Standardreihe zugrunde gelegt, treten die Sprünge ausschließlich in den 70er Jahren auf.

Der innerjährliche Abflussgang zeigt am Pegel Seedorf/Reuss bei Vergleich der vier 25-Jahre Perioden unveränderte Grundstruktur. . Es liegt ein Schneeregime des Berglandes mit einfachem Maximum im Juni und einfachem Minimum im Januar/Februar vor. Die beim Pegel Andermatt/Reuss eingebüssten Wassermengen (Göscheneralpsee) sind beim Pegel Seedorf/Reuss wieder abflusswirksam, doch ergibt sich dadurch eine zeitliche Verzögerung (Juli-MQ-Werte nur unwesentlich kleiner als die Juni-MQ-Werte). Die o.g. Verschiebungseffekte Sommer-Winter manifestieren sich in entsprechender Verringerung der Ganglinien-Amplitude. Das Abflussregime des Pegels Seedorf/Reuss wird aufgrund der Abmilderung der Extreme ausgeglichener.

Durchwegs gut gesichert steigende Trends der Niedrigwasserkennwerte NM7Q und NM21Q können für die Jahres- und Winterhalbjahresserien beider Untersuchungsperioden des Pegels Seedorf/Reuss nachgewiesen werden. Für die längere Reihe (1905–2000) kann der gut gesichert steigende Trend auch für die Sommerhalbjahresreihe von NM7Q ausgewiesen werden. Die Sprünge in den Niedrigwasserserien treten massiert bei der längeren Untersuchungsperiode zwischen 1962 und 1964 sowie bei der Standardperiode zwischen 1972 und 1976 auf. Der Vergleich der Eintrittsdaten für die extremen Niedrigwasserkennwerte von NM7Q und NM21Q (Jahres- und Winterhalbjahresreihe) zwischen dem dritten Teilzeitraum (1951–1975) und dem vierten (1976–2000) ergibt eine Vorverschiebung um fast einen Monat.

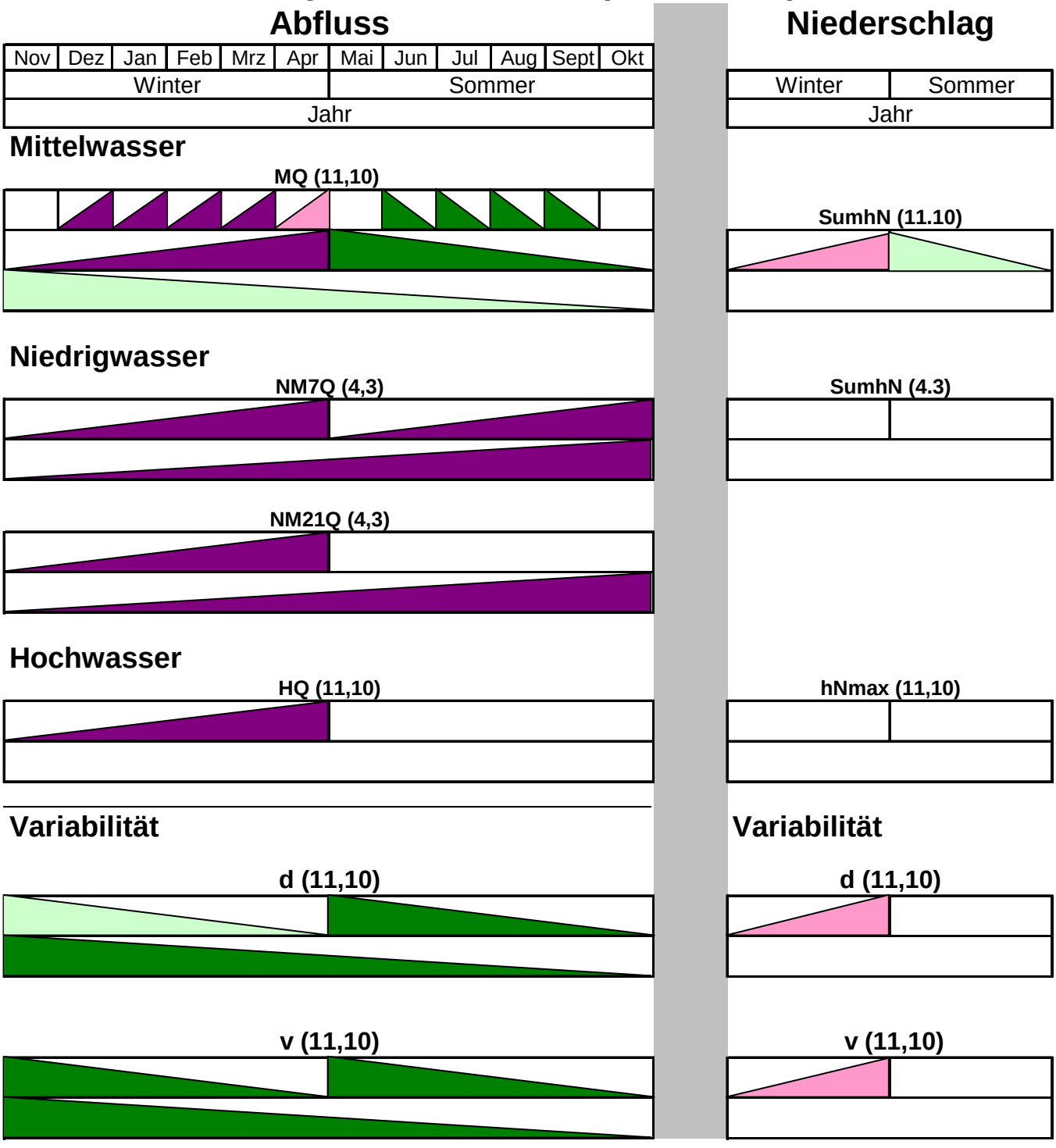
Die Trends und Sprünge in den Niedrigwasserserien des Pegels Seedorf/Reuss werden hauptsächlich durch den Speicherbewirtschaftung der Kraftwerke in Göschenen und Amsteg bewirkt.

Im Einzugsgebiet des Pegels Seedorf/Reuss treten im Winterhalbjahr temperatur- und frostbedingt keine extremen Hochwasser auf. Trends bei den Hochwasserkennwerten können nur für die längere Reihe (1905–2000) detektiert werden.

Gut gesichert steigender Trends können für die Winterhalbjahresserien der HQ-Scheitel der LR belegt werden. Bei der Untersuchung der KR findet man keinen Trend. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeiträume für extreme HQ-Scheitel sind beim Pegel Seedorf/Reuss die zweite Hälfte des Monats Juli. Die Schwankungen der Eintrittsdaten in den vier Teilzeiträumen ist klein.

Zwischen den Pegeln in Seedorf und Mellingen werden die Abflüsse der Reuss durch das große Speichervolumen des Vierwaldstädtersees einer starken Retention unterworfen. Die beim Pegel Seedorf/Reuss meist gut gesichert fallenden Trends der Jahres- und Sommerhalbjahresserien (MQ-Abflüsse, HQ-Füllen, HQ-Häufigkeiten) der längeren Reihe können beim Unterliegerpegel im Mellingen nicht mehr nachgewiesen werden. Demgegenüber verstärkt sich zwischen den Pegeln in Seedorf und Mellingen der abnehmende Trend bei den Variabilitätskennwerten d und v. Dies kann ebenfalls durch den Retentionseinfluss des Vierwaldstädtersees begründet werden.

Pegel Seedorf/Reuss (1905 - 2000)



Zeichenerklärung

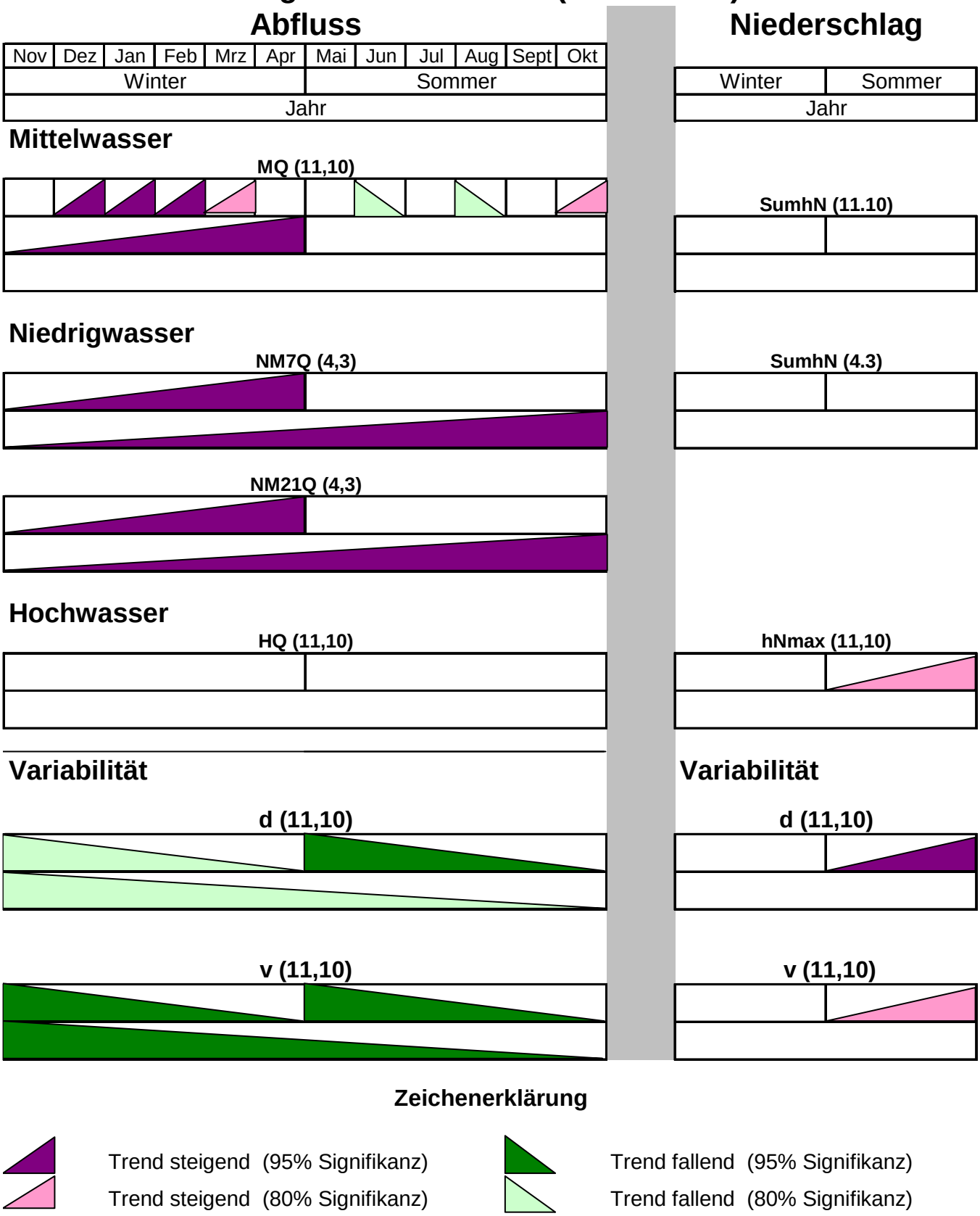
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Seedorf/Reuss (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

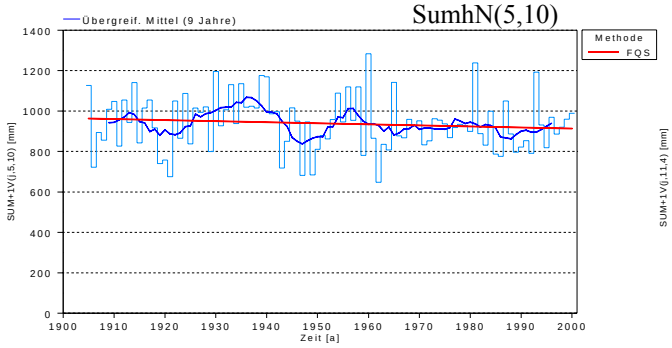
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

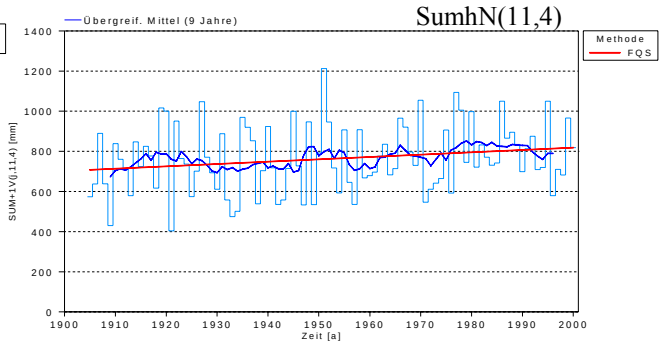
Trend fallend (80% Signifikanz)

Seedorf 1905-2000

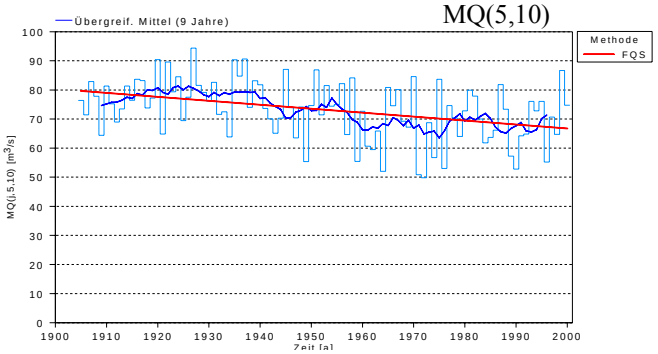
SumhN(5,10)



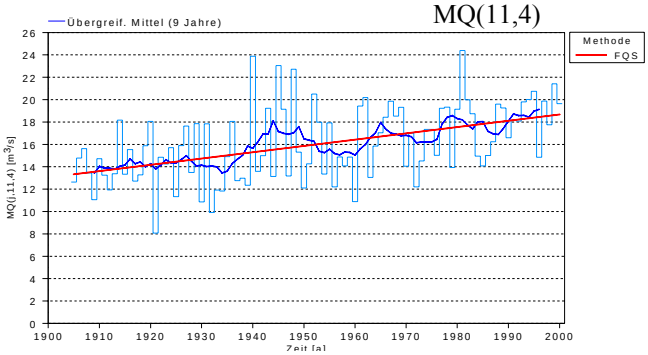
SumhN(11,4)



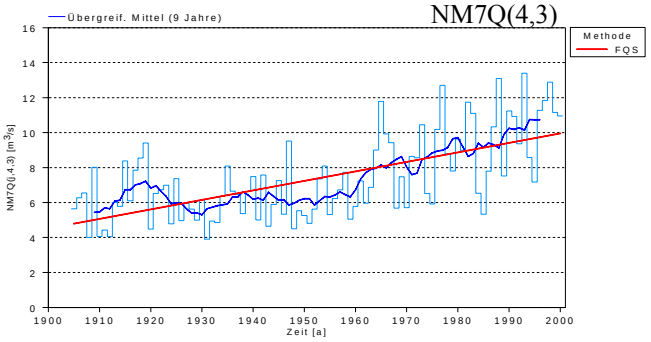
MQ(5,10)



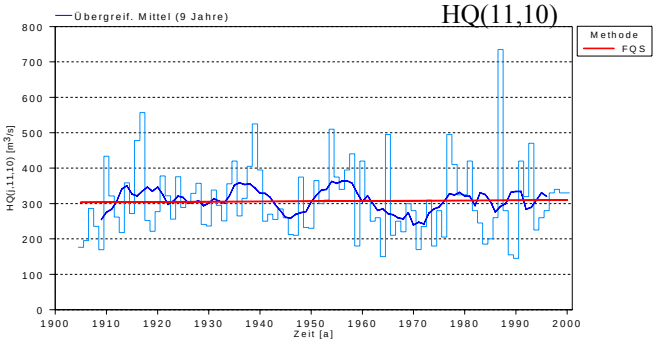
MQ(11,4)



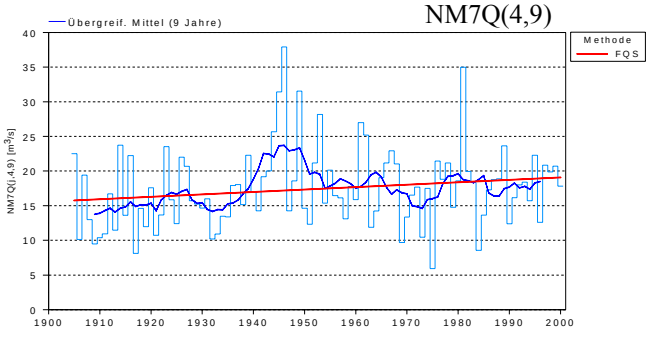
NM7Q(4,3)



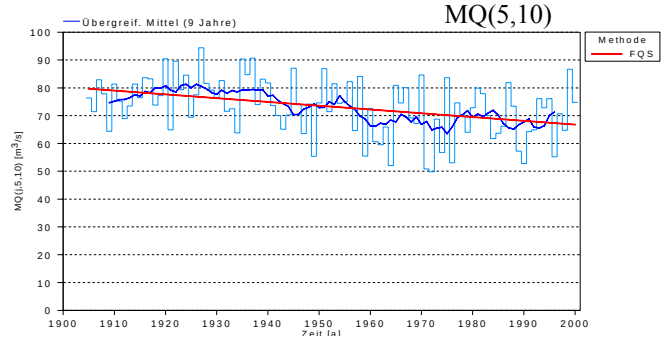
HQ(11,10)



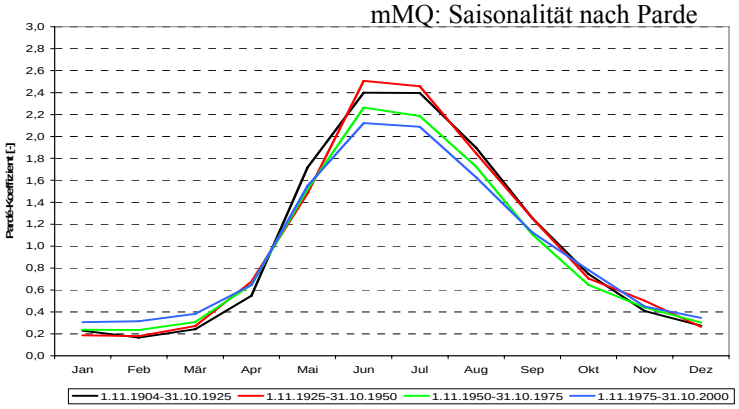
NM7Q(4,9)



MQ(5,10)

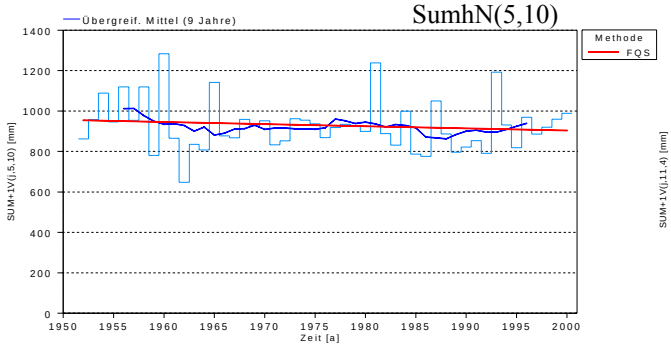


mMQ: Saisonalität nach Parde

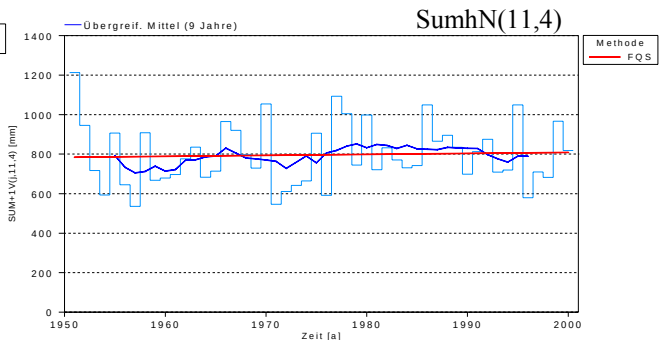


Seedorf 1951-2000

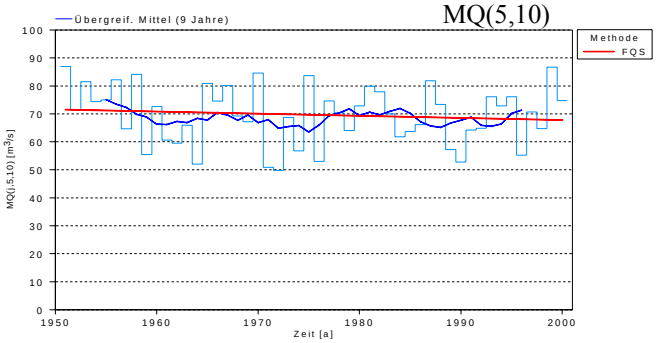
SumhN(5,10)



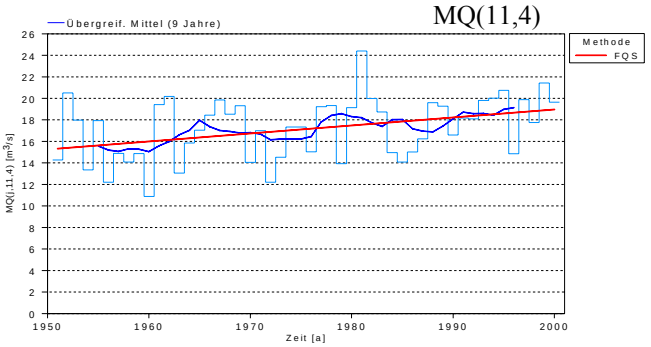
SumhN(11,4)



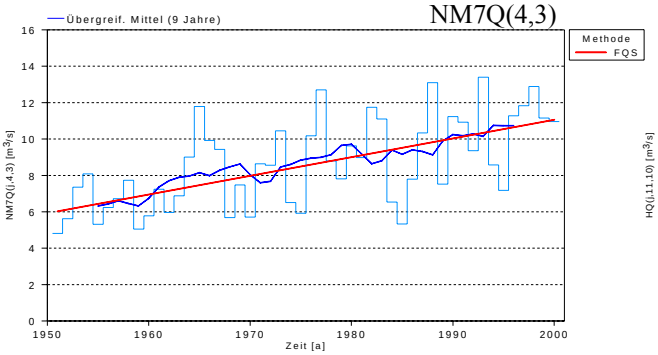
MQ(5,10)



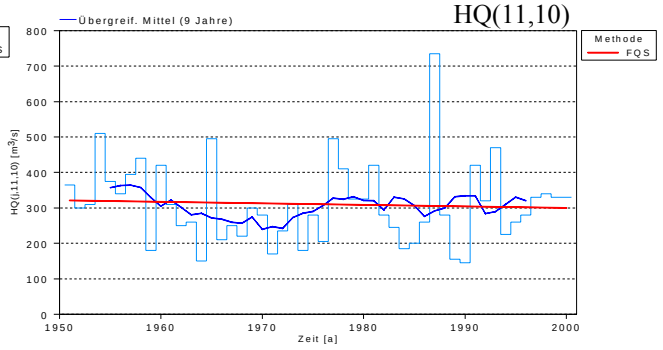
MQ(11,4)



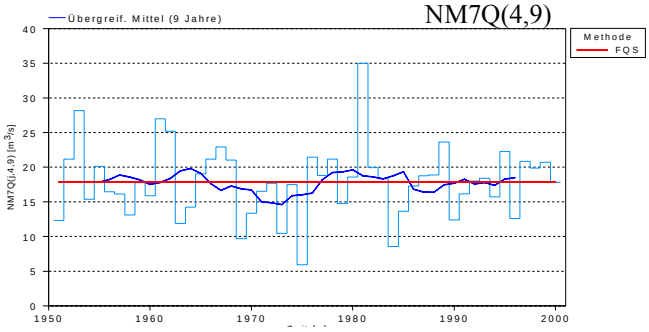
NM7Q(4,3)



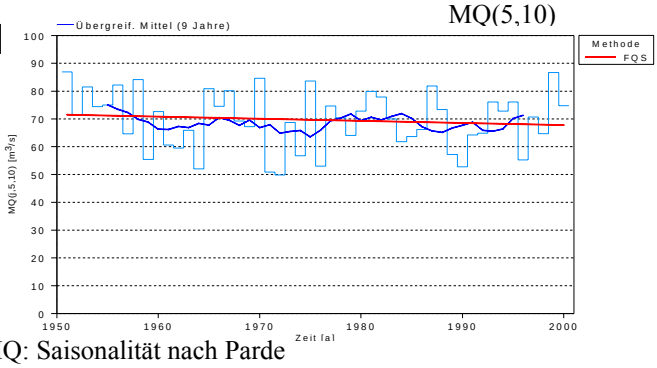
HQ(11,10)



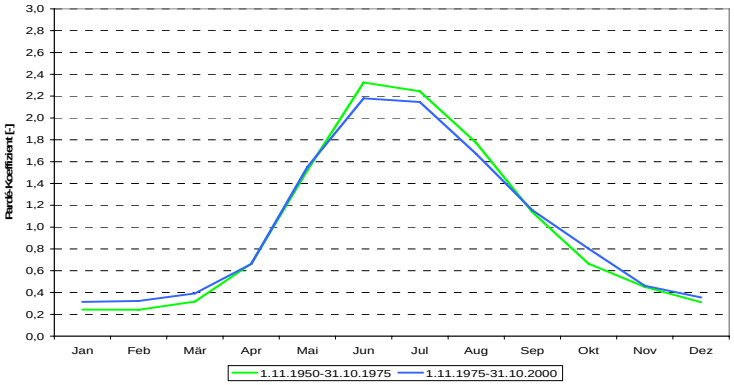
NM7Q(4,9)



MQ(5,10)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Mellingen/Reuss

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Mellingen / (1905-2000)
Fluss	Reuss
Fluss-km [1])	13,0
Pegel-Höhe [5])	345
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	3382
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	2.8
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1656
NM7Q [m³/s]	16,2
MQ [m³/s]	140
HQ [m³/s]	760
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5])Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille)

Der Pegel Mellingen Reuss befindet sich auf 345 m ü. M., 13 km von der Mündung der Reuss in die Aare entfernt. Die Einzugsgebietsfläche beträgt bei Mellingen 3'382 km^2. Wird das Längsprofil der Reuss betrachtet, ist festzustellen, dass die Reuss oberhalb vom Vierwaldstädtersee ein starkes Gefälle aufweist, unterhalb dagegen nur ein mäßiges Gefälle von 1 bis 1,5 m/km (CHR/KHR 1978). Oberhalb des Vierwaldstädtersees gehört das Einzugsgebiet noch zu den Zentral- bzw. Nordalpen, unterhalb des Vierwaldstädtersees durchfließt die Reuss dann das flachere östliche Mittelland. Die Bevölkerungsdichte entlang der Reuss schwankt zwischen weniger als 50 Einwohner pro km^2 (höher gelegene Teile des Einzugsgebietes) und über 1000 Einwohner pro km^2 (Ballungsräume Luzern und Zug) (vgl. ATLAS DER SCHWEIZ (2004).

Im Einzugsgebiet der Reuss bewirken in erster Linie der Vierwaldstädtersee sowie untergeordnet der Sarner- und der Zugersee ein großes natürliches Rückhaltevermögen, wobei nur der Sarnersee nicht reguliert ist. Durch diese natürlichen Speicher werden die Hochwasserspitzen der Reuss beim Pegel in Mellingen stark gedämpft. Das Abflussregime der Reuss beim Pegel in Mellingen wird durch diverse größere (Göscheneralp-, Lungern-, Engstlen-, Melch- und Trübsee) und viele kleinere Speicherseen sowie zwei Ableitungen anthropogen beeinflusst. Im Einzugsgebiet der Reuss wurden nach Hochwasserereignissen mit verheerenden Schäden an diversen Strecken Arbeiten zur Erhöhung der Abflusskapazität oder zur Verbesserung des Hochwasserschutzes ausgeführt. Den stärksten Einfluss auf das Abflussregime der Reuss beim Pegel in Mellingen bewirkten die Korrektionsmaßnahmen im Urner- und im Aargauer Reusstal.

Gut gesichert steigende Trends können für die Gebietsniederschlagssummen der Winterhalbjahresserien (längere Reihe, 1905-2000) identifiziert werden. Für die Standardreihe kann für die Gebietsniederschläge lediglich steigender Trend im Winterhalbjahr nachgewiesen werden. Eine Trendumkehr zeigen die Sommerhalbjahrsserien der Gebietsniederschlagssummen der LR, für welche einer fallender Trend nachgewiesen werden kann. Sprünge in den Gebietsniederschlagsserien der längeren Reihe lassen sich für Jahr und Winterhalbjahr am Anfang der

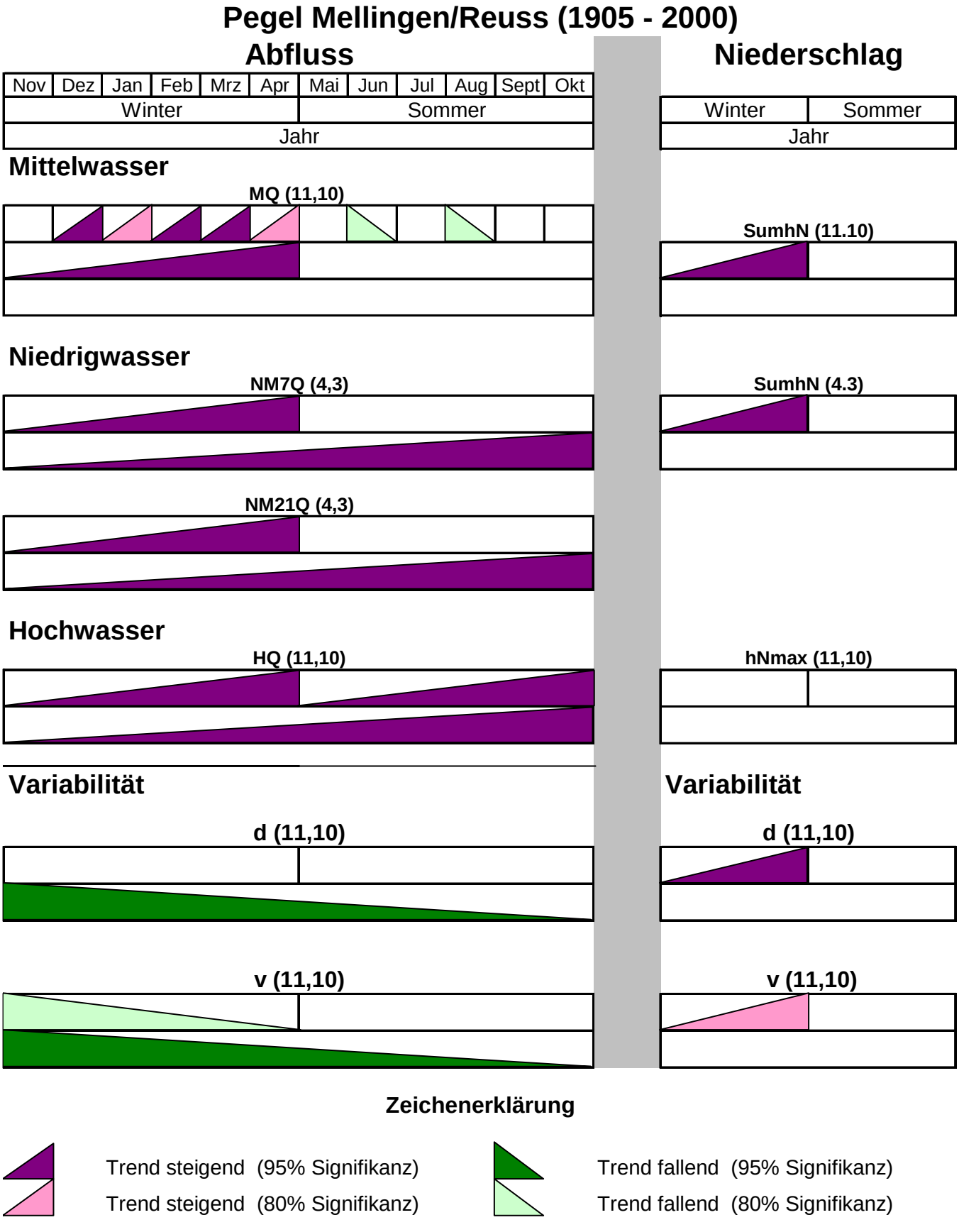
60er und in der Mitte der 70er Jahren detektieren. Nur ein Sprung im Jahr 1975/1976 kann in der Standardreihe identifiziert werden. Der Vergleich der vier 25-Jahre-Teilzeiträume ergibt für die innerjährliche Verteilung der Gebietsniederschläge im Einzugsgebiet des Pegels Seedorf/Reuss grosse Streuungen. Alle Maxima treten in den Sommermonaten zwischen Juni und August auf und weisen teilweise ein zweites Maxima (1. TZR: Dezember, 3. TZR: Juni) auf. Alle Minima treten in den Wintermonaten zwischen Dezember und März auf. Auffällig ist die deutliche Abnahme der sommerlichen und spätsommerlichen Gebietsniederschläge sowie eine Zunahme im Winter und im Frühjahr.
Insgesamt ergibt sich zum Ende des 20. Jahrhunderts eine Verringerung der Amplitude der Pardé-Koeffizienten. Dies kann als eine Vergleichmäßigung des innerjährlichen Niederschlagsgangs bezeichnet werden.

Gut gesichert steigende Trends weisen die Mittelwasserreihen der Winterhalbjahre sowie der Monate Dezember, Februar und März (längere Reihe) auf. Ein schwächer ausgeprägter steigender Trend (α = 80 %) kann für die Monate Januar und April identifiziert werden. Für das Sommerhalbjahr können für die Gebietsniederschläge der Monate Juni und August (längere Reihe) fallende Trends registriert werden. Wird die Standardreihe analysiert, können für die Monate Dezember, Januar, Juli und August Trends in den Mittelwasserserien detektiert werden, während für die Jahres- und Halbjahresserien nur Tendenzen ausgewiesen werden können. Diese Trends werden hauptsächlich durch die Speicherbewirtschaftung, die größeren Niederschlagssummen sowie die erhöhte Abflusswirksamkeit der Niederschläge infolge einer geringeren Schneedeckenretention im Winter bewirkt. Sprünge in den Mittelwasserserien treten gehäuft zwischen 1934 und 1942 sowie zwischen 1971 und 1977 auf. Der innerjährliche Abflussgang zeigt am Pegel Mellingen/Reuss beim Vergleich der vier 25-Jahre Teilzeiträume unveränderte Grundstruktur. Es liegt ein Schneeregime des Berglandes mit einfachem Maximum in Juni (Ausnahme: Teilzeitraum 1951–1975 mit Maximum im Juli) und einfachem Minimum im Januar/Februar vor. Für den letzten Teilzeitraum kann eine deutliche Erhöhung der MQ-Abflüsse für die Wintermonate von Dezember bis März sowie eine markante Abminderung für die Sommermonate Juli und August festgestellt werden. Durch diese Abmilderung der Extreme wird das Abflussregime des Pegels Mellingen/Reuss ausgeglichener.

Für die Niedrigwasserkennwerte NM7Q und NM21Q können am Pegel Mellingen/Reuss für die Jahres- und die Winterhalbjahresserien der längeren Reihe gut gesicherte steigende Trends nachgewiesen werden. Dies ist die Folge der Speicherbewirtschaftung, die eine Aufhöhung der Niedrigwasserabflüsse bewirken. Wird die Standardreihe analysiert, kann keine Trendsignifikanz für die NQ-Kennwerte detektiert werden. Die Sprünge in den Jahres- und Winterhalbjahresreihen der Niedrigwasserserien der längeren Reihe treten im Jahr 1972/1973 auf. Für die Standardreihe bleibt dieser Sprung für NM7Q erhalten, während für NM21Q kein Sprung detektiert wird. Das wahrscheinlichste Eintrittsdatum für die extremen Niedrigwasserkennwerte von NM7Q (Jahres- und Winterhalbjahresreihe) ist für den 3. Teilzeitraum (1951–1976) der 22. Januar und für den 4. (1976–2000) der 18. Dezember. Dies ergibt eine zeitliche Vorverschiebung um mehr als einen Monat.

Durchwegs gut gesichert steigende Trends weisen die Jahres- und Halbjahresserien der HQ-Scheitel für die längere Untersuchungsperiode (1905–2000) auf. Wird die Standardreihe analysiert, kann für die HQ-Scheitel der steigende Trend für das Signifikanzniveau von α = 80 % ausgewiesen werden. Sprünge in den Hochwasserserien lassen sich um Mitte der 60er sowie Mitte der 70er Jahre identifizieren. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeiträume für extreme HQ-Scheitel treten beim Pegel Mellingen/Reuss Anfangs Juli auf und weisen für die vier Teilzeiträume eine hohe Konstanz auf.

Die Auswirkungen des Kraftwerksbetriebs auf das Abflussregime der Reuss lassen sich größtenteils auch beim Pegel Untersiggenthal/Aare nachverfolgen, doch fallen die Trends beim Unterliegerpegel in Untersiggenthal schwächer aus.

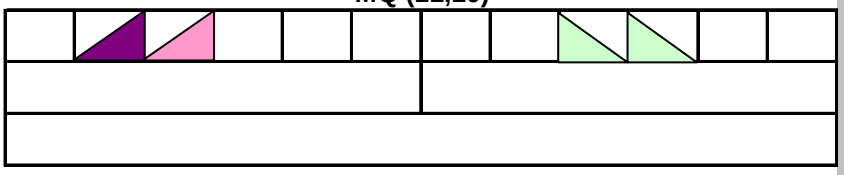


Pegel Mellingen/Reuss (1951 - 2000)

Abfluss

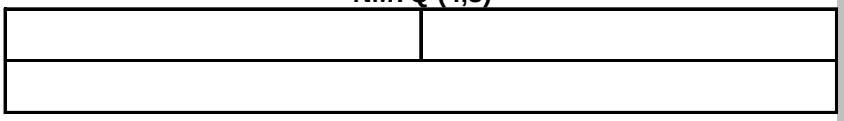
Mittelwasser

MQ (11,10)

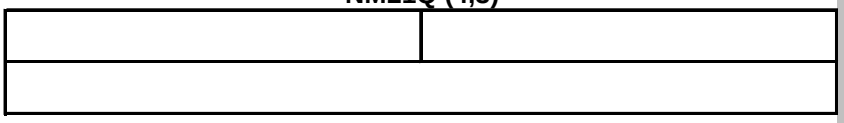


Niedrigwasser

NM7Q (4,3)

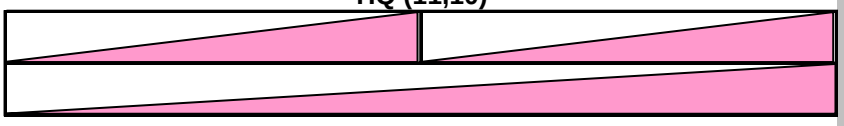


NM21Q (4,3)



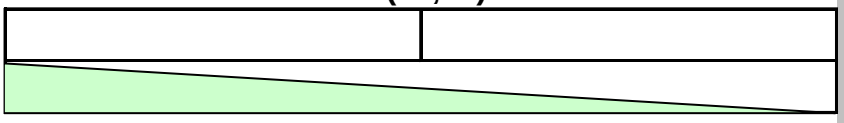
Hochwasser

HQ (11,10)

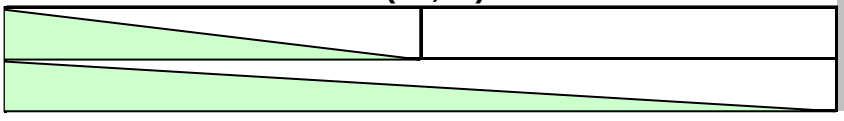


Variabilität

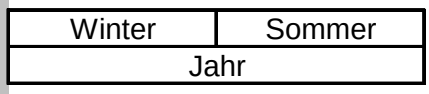
d (11,10)



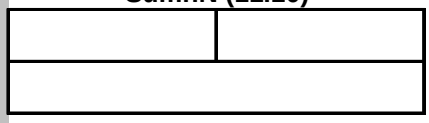
v (11,10)



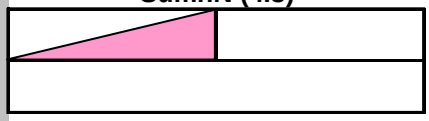
Niederschlag



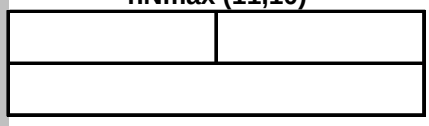
SumhN (11.10)



SumhN (4.3)

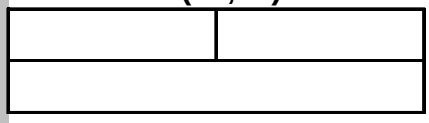


hNmax (11,10)

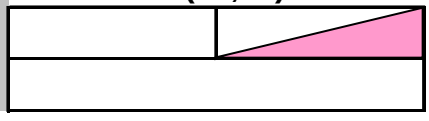


Variabilität

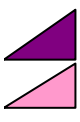
d (11,10)



v (11,10)

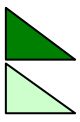


Zeichenerklärung



Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

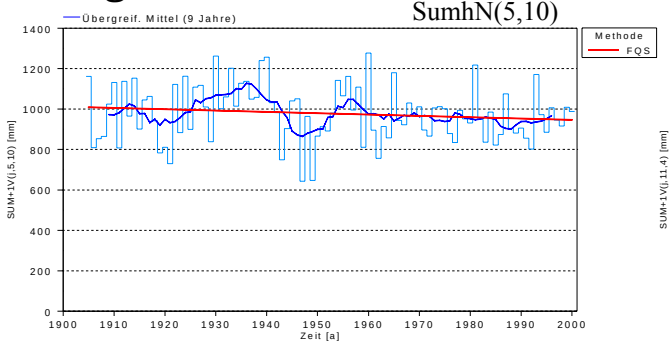


Trend fallend (95% Signifikanz)

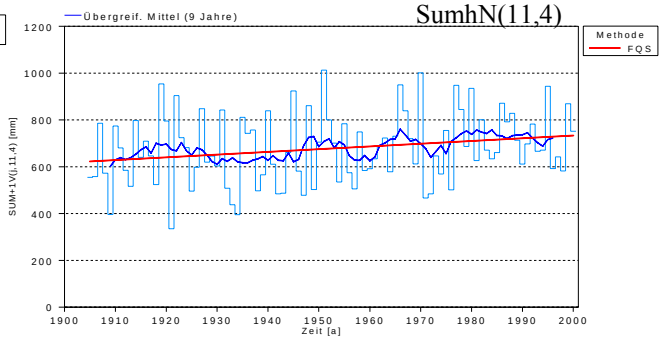
Trend fallend (80% Signifikanz)

Mellingen 1905-2000

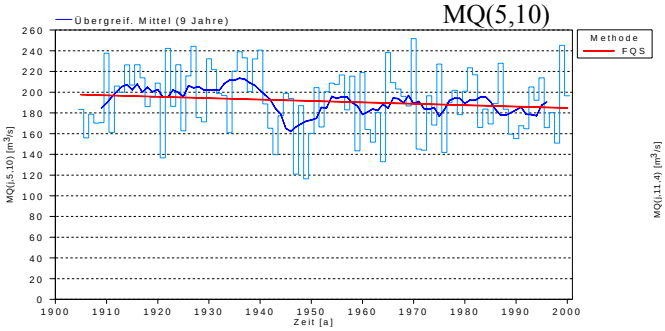
SumhN(5,10)



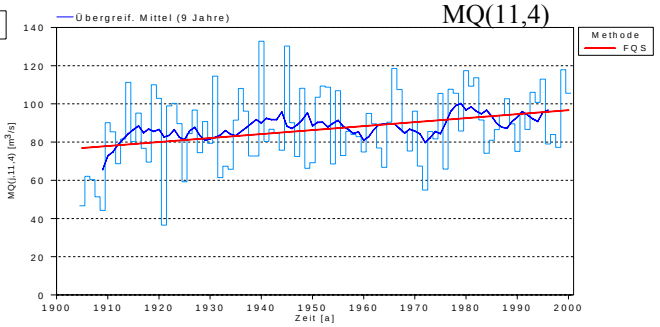
SumhN(11,4)



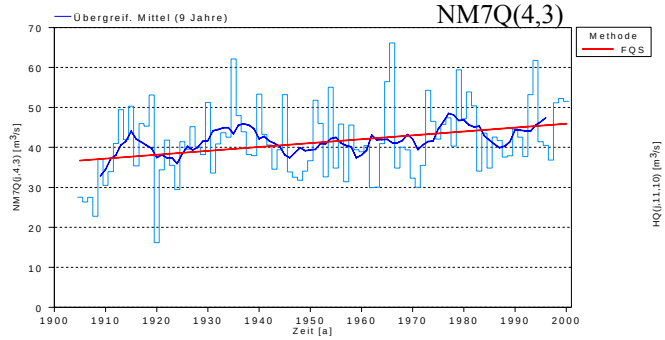
MQ(5,10)



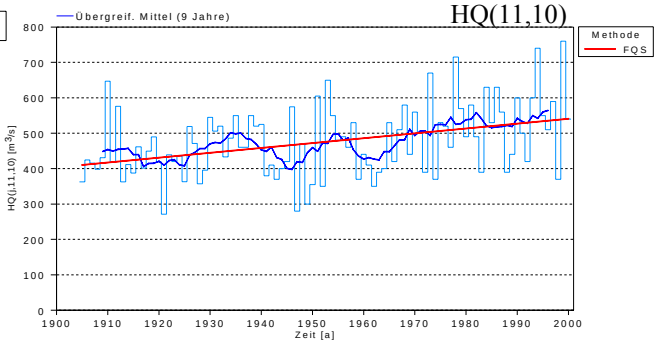
MQ(11,4)



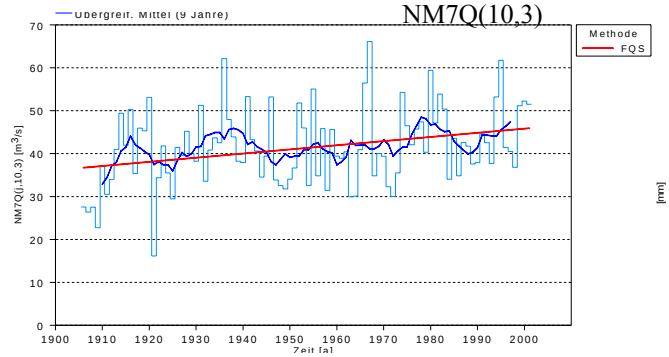
NM7Q(4,3)



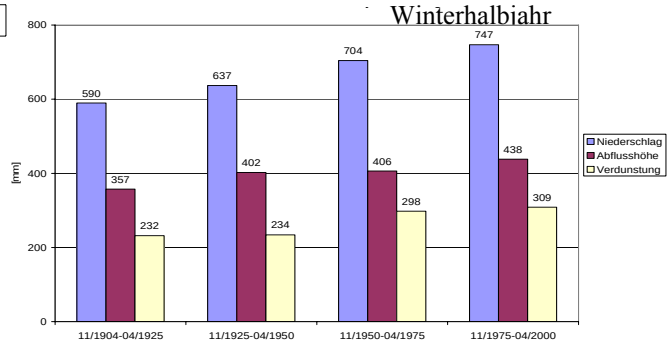
HQ(11,10)



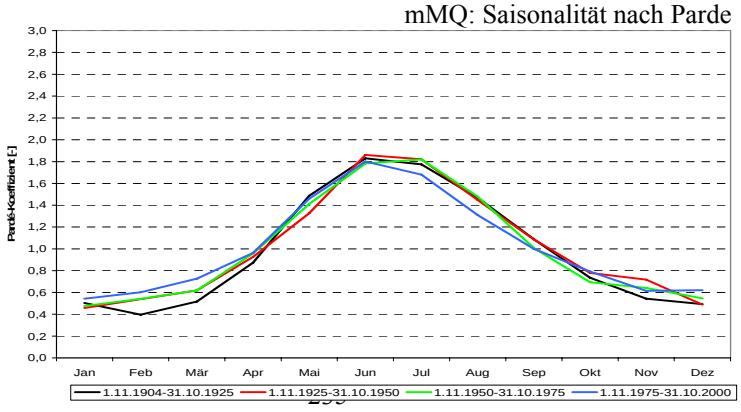
NM7Q(10,3)



Wasserbilanz
Winterhalbjahr

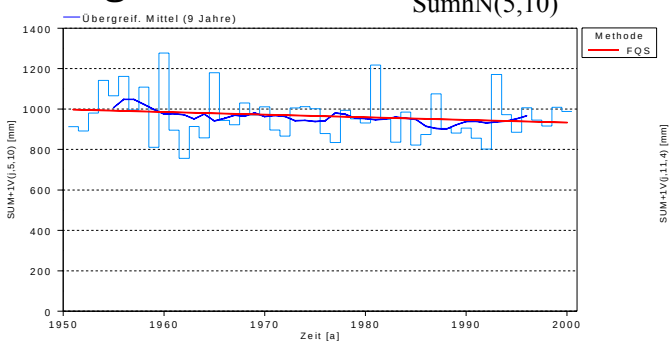


mMQ: Saisonalität nach Parde

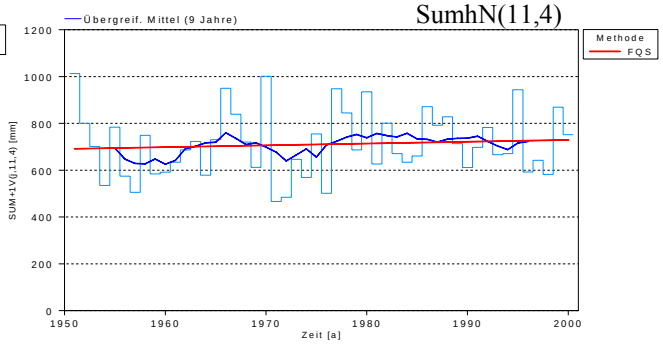


Mellingen 1951-2000

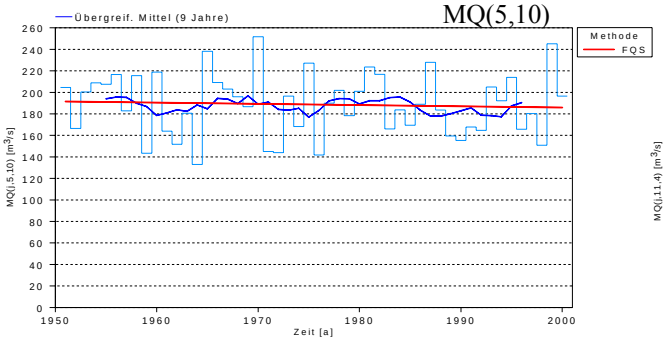
SumhN(5,10)



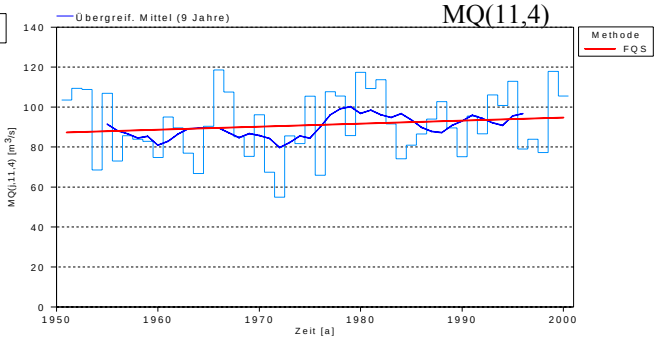
SumhN(11,4)



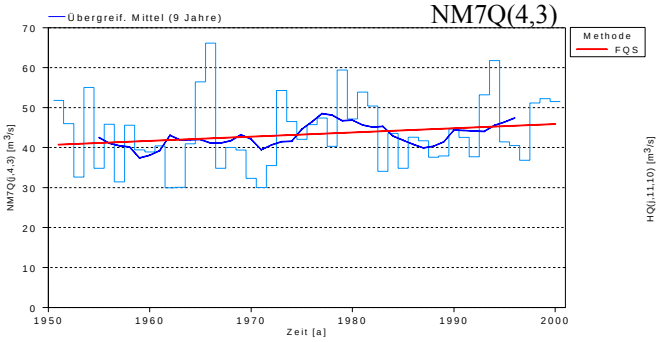
MQ(5,10)



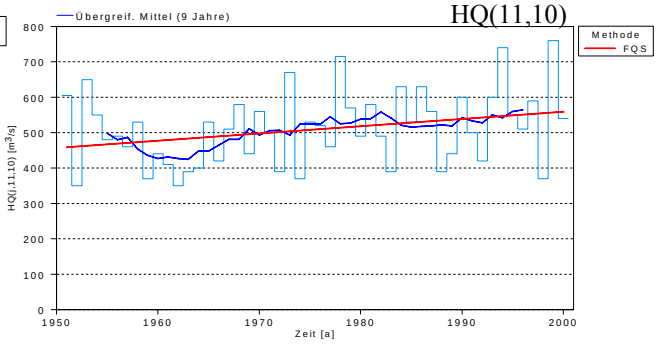
MQ(11,4)



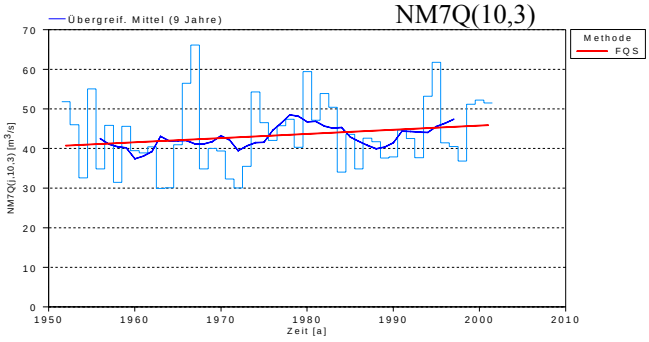
NM7Q(4,3)



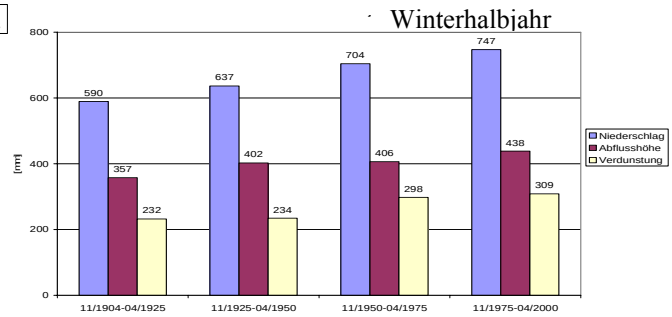
HQ(11,10)



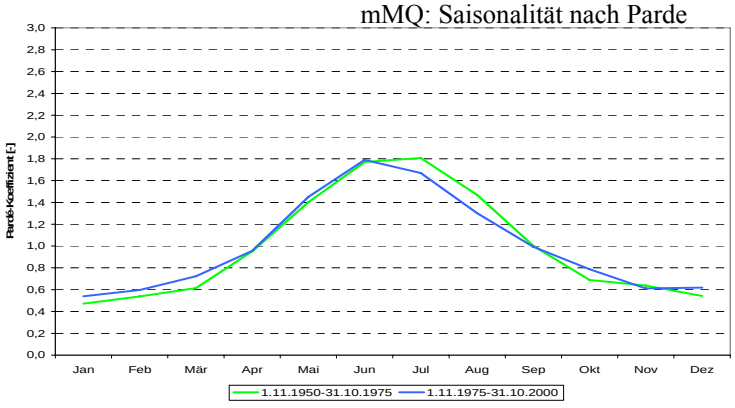
NM7Q(10,3)



Wasserbilanz
Winterhalbjahr



mMQ: Saisonalität nach Pardé



Zusammenfassung Oberwil/Simme

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Oberwil / (1951-2000)
Fluss	Simme
Fluss-km [1])	18.3 km (Mündung in Thunersee)
Pegel-Höhe [5])	777
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	344
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	3,7
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1632
NM7Q [m³/s]	1,82
MQ [m³/s]	12,1
HQ [m³/s]	153
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5]) Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille).

Die Simme, ein Seitenfluss der Aare, entspringt am Westfuß des Wildstrubels in den Berner Alpen und wird unter anderem auch durch den Glacier de la Plaine Morte gespeist, einen Gletscher auf dem Gebirgskamm zwischen dem Simmental und dem Rhonetal. Im relativ kurzen Teilstück bis Lenk (1064 m ü. M.) überwindet die Simme einen Grossteil der Höhenmeter und fließt anschließend häufig begradigt durch den flachen Talgrund des Simmentals. Die Simme fließt wenige Kilometer vor dem Thunersee in die Kander, welche dann zwischen Thun und Spiez in den Thunersee mündet. Der Pegel Oberwil befindet sich 18,3 km von der Mündung in den Thunersee entfernt auf einer Höhe von 777 m ü. M. Das entsprechende Einzugsgebiet hat eine Fläche von 344 km und eine mittlere Einzugsgebietshöhe von 1640 m ü. M. Der Anteil des Einzugsgebietes der Simme am Pegel Oberwil am Einzugsgebiet der Aare bei Brugg beträgt knapp 3 %. Das Abflussregime kann als ein Übergangsregime zwischen den vor allem glazial und nival geprägten alpinen Regimes und den mehr pluvio-nival geprägten mittelländischen Einzugsgebieten angesehen werden (vgl. z. B.: ASCHWANDEN & WEINGARTNER 1985). Das Abflussregime der Simme bei Oberwil ist anthropogen wenig beeinflusst (vgl. MARGOT et al. 1992).

Für die lange Reihe (1922–2000) zeigen die Gebietsniederschlagssummen für das Winterhalbjahr einen steigenden Trend (im Wasserhaushaltsjahr gut gesichert). Bezüglich des Sommerhalbjahrs ist eine fallende Tendenz vorhanden, während für das gesamte Jahr kein Trend vorhanden ist. Für die kurze Reihe sind keine Trends festzustellen. Bezüglich der höchsten Monatssummen ist im Winterhalbjahr der längeren Untersuchungsperiode ein gesicherter Trend zu verzeichnen. Das Niederschlagsregime zeichnet sich durch ein markantes Niederschlagsmaximum zwischen Juni und August sowie einem sekundären Maximum im Dezember und ein Minimum im März aus. In der früheren Periode (1950–1975) fallen die Maxima im Sommer sowie die Minima im Herbst (Oktober) markanter aus als in der Periode 1975–2000. Das Regime ist also insgesamt ausgeglichener geworden. Der Zeitpunkt der maximalen Niederschläge hat sich vom August in den Juni zurückverschoben.

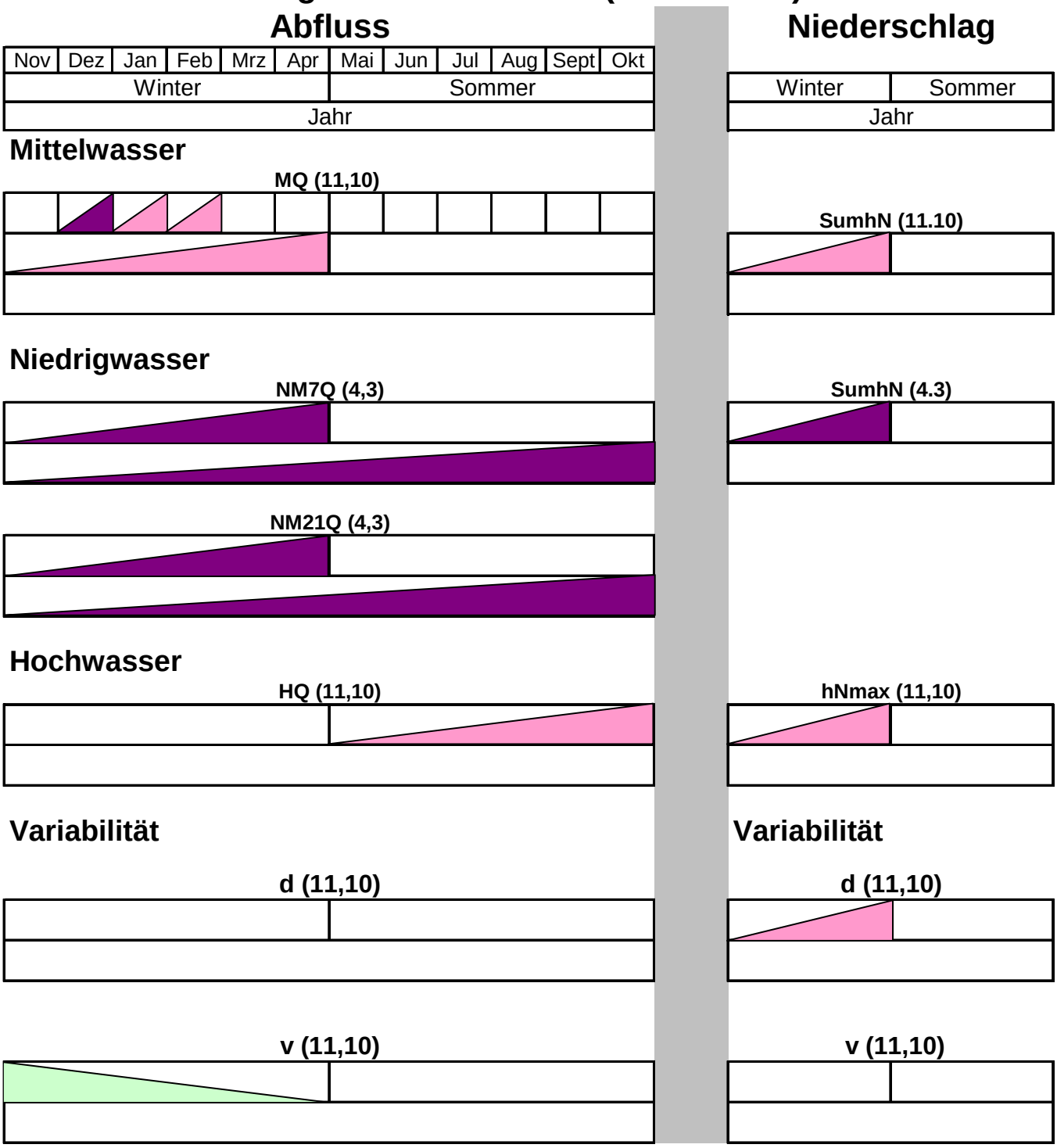
Die Analyse der mittleren Monatsabflüsse lässt auf einen ausgeprägten innerjährlichen Abflussgang schließen: Steigender Trend für die Januar- (LR), Februar- (LR) und Oktoberwerte (KR) und für Dezember (LR sowie KR) gut gesicherter Trend. Dagegen sind die Jahres- wie die Sommerhalbjahresreihen der mittleren Abflüsse beider Untersuchungsperioden trendfrei. Lediglich wird im Winterhalbjahr (LR) einen positiven Trend ausgewiesen, was auf eine Zunahme der Winterniederschläge zurückzuführen ist.
Sprünge in den MQ-Reihen liegen ausschließlich in den 70er Jahren mit einer Massierung gegen Ende des Jahrzehnts.
Der innerjährliche Abflussgang zeigt am Pegel Oberwil beim Vergleich der Periode 1976–2000 zu 1951–1975 eine unveränderte Grundstruktur. Es liegt ein Schneeregime des Berglandes mit einfachem Minimum im Januar/Februar und einfachem Maximum im Sommer vor (1976–2000: Maximum bereits im Mai anstatt im Juni). I

Für das Verhalten der Niedrigwasserkennwerte NM7Q und NM21Q können am Pegel Oberwil/Simme bei der Verwendung der längeren Reihe (1922–2000) für die Jahres- und die Winterhalbjahresreihen gut gesicherte steigende Trends nachgewiesen werden. Wird die Standardreihe untersucht, kann der steigende gesicherte Trend nachgewiesen werden. Das Eintrittsdatum für die extremen Niedrigwasserkennwerte von NM7Q (Jahres- und Winterhalbjahresreihe) zwischen der Periode 1926–1950 und den beiden letzten Zeitbereichen von 1951–1975 und 1976–2000 verzögert sich um zehn Tage.

Grundsätzlich ist festzuhalten, dass im beim Pegel Oberwil/Simme frostbedingt nur kleinere Hochwasser auftreten. Für den obersten Aarepegel weisen nur die Hochwasserscheitel des Sommerhalbjahres der längeren Untersuchungsperiode (1922–2000) einen steigenden Trend auf. Wird die Standardreihe analysiert, bleibt eine Tendenz zur Zunahme der HQ-Scheitel für die Sommerhalbjahresreihe erhalten, doch kann keine Trendsignifikanz zugeordnet werden. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel der Jahresserien sind Ende Juli/Anfangs August. Diese Zeitpunkte sind über die drei Teilzeiträume 1926–1950, 1951–1975 du 1976–2000 konstant geblieben.

Der Anteil des Einzugsgebiets der Simme am Pegel Oberwil am Einzugsgebiet der Aare bei Brugg beträgt nur knapp 3 %. Allfällige Änderungen der Abflussverhältnisse der Simme am Pegel Oberwil haben somit nur geringen Einfluss auf den Unterliegerpegel Brugg/Aare. Zudem fliesst das Wasser aus dem Einzugsgebiet der Simme in den Thunersee, welcher eine Ausgleichende Wirkung ausübt.

Pegel Oberwil/Simme (1922 - 2000)



Zeichenerklärung

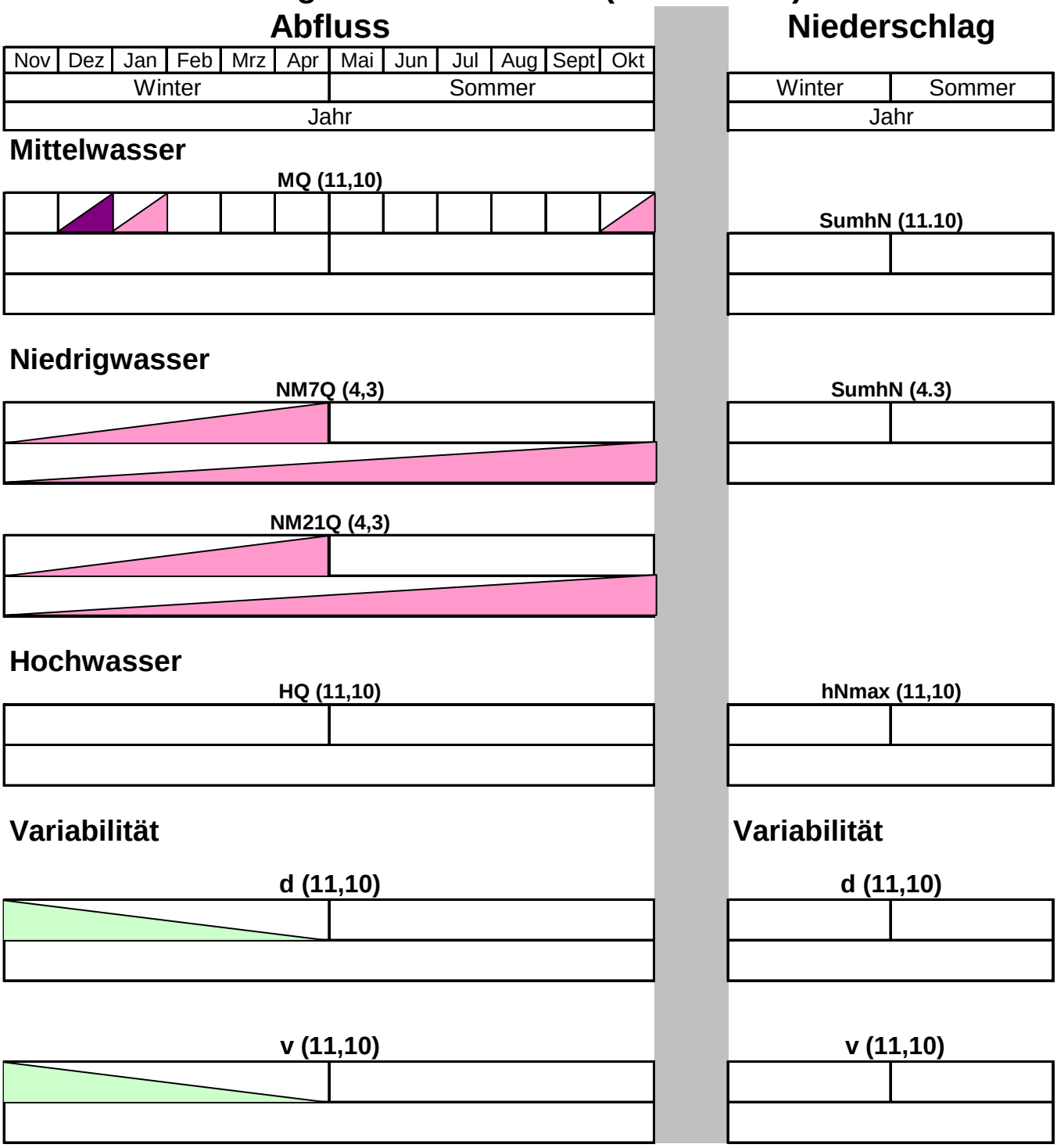
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Oberwil/Simme (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

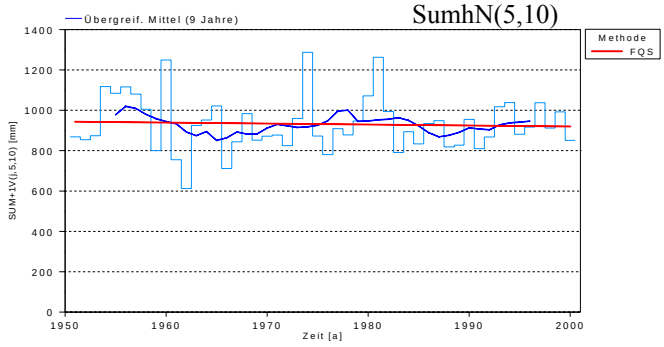
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

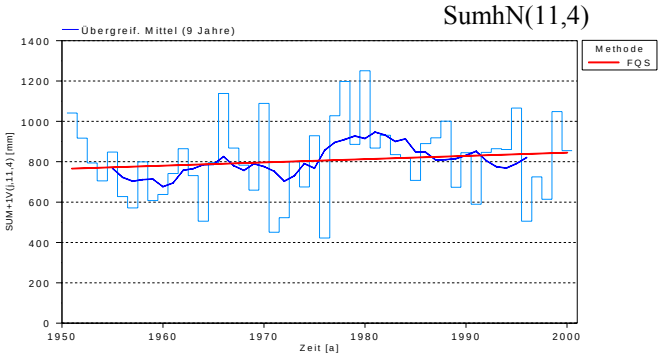
Trend fallend (80% Signifikanz)

Oberwil 1951-2000

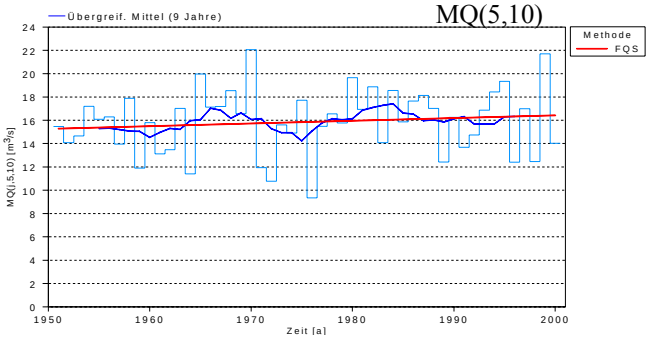
SumhN(5,10)



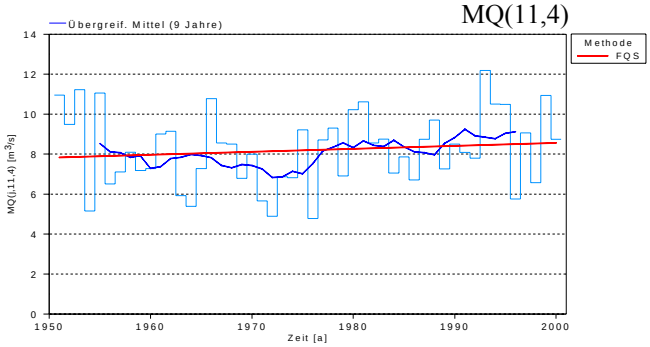
SumhN(11,4)



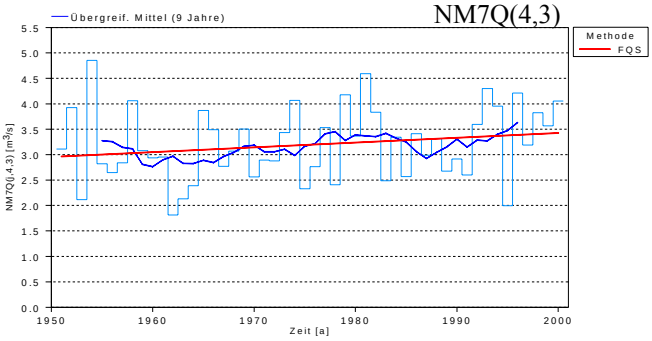
MQ(5,10)



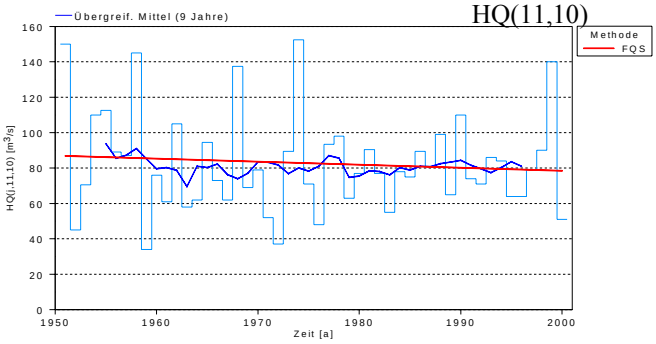
MQ(11,4)



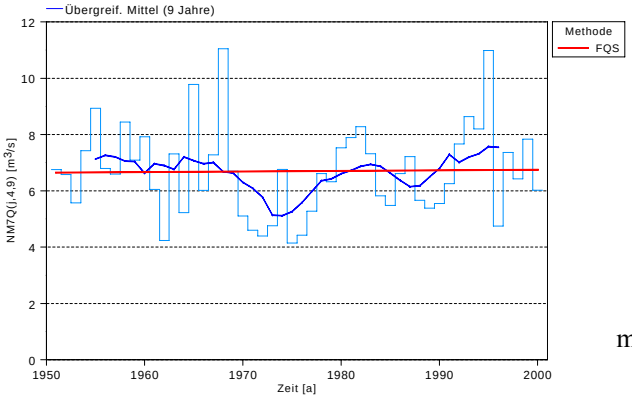
NM7Q(4,3)



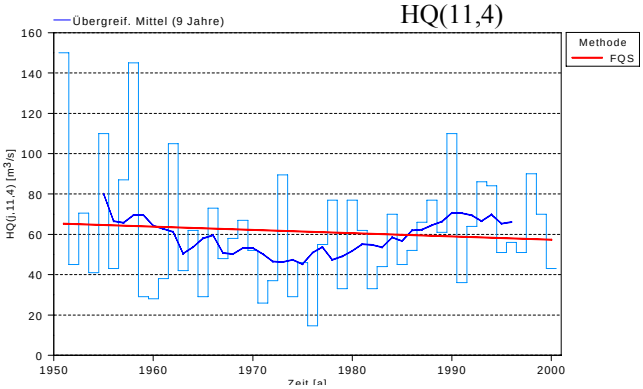
HQ(11,10)



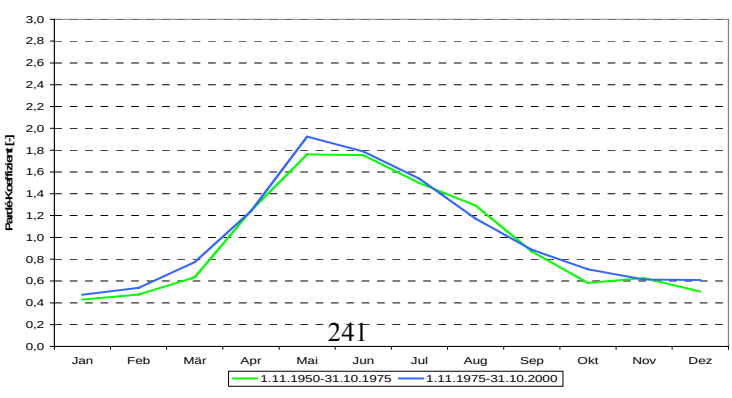
NM7Q(4,9)



HQ(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Belp/Guerbe

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Belp / (1951-2000)
Fluss	Gürbe
Fluss-km [1])	5.5 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe [5])	522
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	117,0
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0,0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	nicht untersucht
NM7Q [m³/s]	0,33
MQ [m³/s]	2,66
HQ [m³/s]	59
Abflussregime-Typ [4])	Schnee-Regen Typ

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5]) Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille).

Die Gürbe entspringt mit mehreren Quellbächen am Nordhang des Gantrisch, einem 2175 m hohen Berg im Berner Oberland. Auf den ersten 5 km überwindet die Gürbe eine Höhendifferenz von etwa 1000 m. Das starke Gefälle machte in diesem Abschnitt zahlreiche Bachverbauungen notwendig. Zudem gilt das Gantrisch-Gebiet als Gegend, welche besonders häufig von schweren Gewittern heimgesucht wird, wobei die Gürbe innerhalb kürzester Zeit zu einem zerstörerischen Wildbach anschwellen kann. Beim Pegel der Gürbe bei Belp beträgt die Flusslänge rund 22 km und die Fläche des entsprechenden Einzugsgebietes 117 km^2, was einem Anteil von knapp einem Prozent am Einzugsgebiet der Aare bei Brugg entspricht. Geologisch gesehen durchfließt die Gürbe zuerst den Gurnigel-Flysch, dann die subalpine Molasse und anschließend die mittelländische Molasse. Im Einzugsgebiet der Gürbe bestehen mehr als 50 % der Fläche aus Wies- und Ackerland, während der Waldanteil gut 20 % ausmacht. Eine Vergletscherung ist nicht vorhanden. 8 % der Einzugsgebietsfläche sind Alpwirtschaftliche Nutzflächen und Weiden. Gebäude- und Industrieareale sowie Verkehrsflächen machen zusammen mehr als 6 % der Einzugsgebietsfläche aus (vgl. BWG 2005). Beim Pegel Belp/Gürbe sind die anthropogenen Einflüsse auf die mittleren natürlichen Jahresabflüsse minimal (MARGOT et al. 1992).

Für das Einzugsgebiet der Gürbe bei Belp sind keine Niederschlagsdaten vorhanden. Aus diesem Grund wird dieses Gebiet in Bezug auf die Gebietsniederschläge nicht genauer behandelt.

In der längeren Untersuchungsperiode (1924–2000) zeigt die winterhalbjährliche Mittelwasserreihe des Pegels Belp/Gürbe einen ansteigenden Trend. Keine Trendsignifikanz kann bei der Analyse der Standardreihe nachgewiesen werden. Der innerjährliche Abflussgang zeigt für den Pegel Belp/Gürbe bei Vergleich der Periode 1976–2000 zu 1950–1975 keine einheitliche Grundstruktur. Es liegt ein komplexe-Regime: Schnee-Regen Typ mit einfachem Maximum im Mai/Juni und einem einfachen Minimum im Winter vor. Entgegen der Definition von Pardé treten beim Pegel Belp die Minima bereits in den Monaten September (1976–2000) oder Oktober (1951–1975) auf.

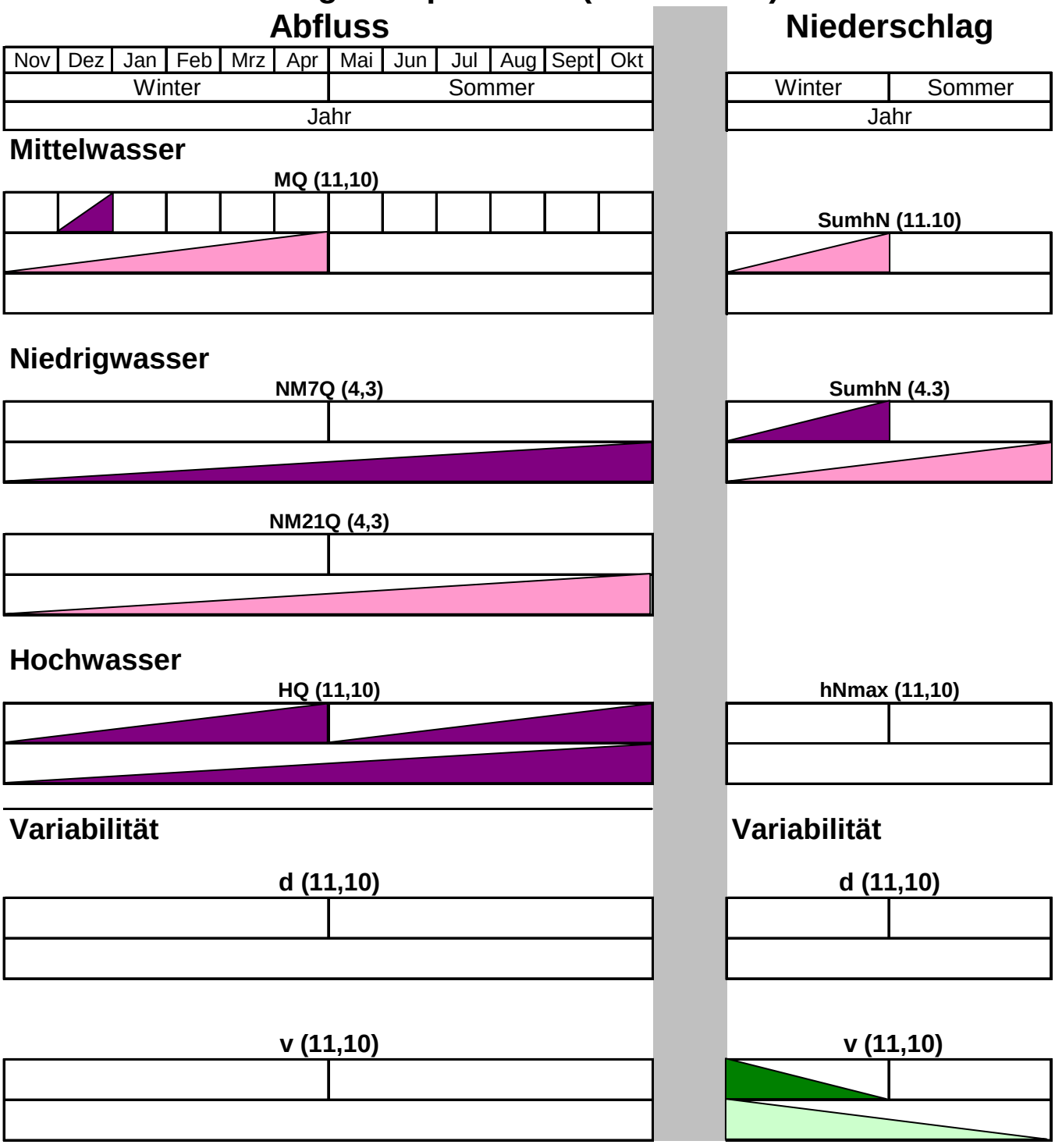
Wird die längere Reihe analysiert, kann für die Dezember-Mittelwasserabflüsse ein gut gesicherter steigender Trend festgestellt werden. Die starke Zunahme der Mai-Mittelwasserabflüsse im letzten Teilzeitraum verursacht eine Vergrößerung der Ganglinien-Amplitude, wodurch das Abflussregime einen höheren Schwankungsbereich erhält.

Für das Verhalten der Niedrigwasserkennwerte NM7Q und NM21Q kann am Pegel Belp/ Gürbe für die Jahresreihen ein steigender gesicherter Trend sowohl bei der längeren Reihe (1924–2000) als auch bei der Standardreihe nachgewiesen werden. Im Winterhalbjahr der längeren Untersuchungsperiode ist der Trend gut gesichert. Das Eintrittsdatum für die extremen Niedrigwasserkennwerte von NM7Q und NM21Q (Jahres- und Winterhalbjahresreihe) zwischen der Periode 1926–1950 und dem letzten Zeitbereich von 1976–2000 verschiebt um 20 bis 30 Tage rückwärts (NM7Q(j,4,3) vom 15.11 auf den 21.10). Für die Winterhalbjahresreihe stellen sich demgegenüber die extremen NM7Q und NM21Q zirka zwei Wochen später ein.

Die analysierten Hochwasserkennwerte (HQ-Scheitel) weisen für alle Jahres- und Halbjahresserien des längeren Untersuchungszeitraums einen steigenden gut gesicherten Trend auf. Wird die kurze Reihe (1951–2000) analysiert, können HQ-Scheitelwerte für Winter- und Sommerhalbjahresserien steigender gesicherter Trends detektiert werden. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel beim Pegel Belp/Gürbe sind im Juli und Anfangs August. Vergleicht man das wahrscheinlichste Eintrittsdatum des Teilzeitraums 1951–1975 (2. August) mit demjenigen des Zeitraums 1976–2000 (4. Juli), kann eine Vorverschiebung um einen Monat festgestellt werden.

Da im Einzugsgebiet des Pegels Belp/Gürbe weder Kraftwerksbetrieb noch Zuleitungen oder Ableitungen das Abflussregime nachweisbar beeinflussen, kann eine Zunahme der MQ-, NQ- oder HQ-Kennwerte einer Zunahme des Niederschlagsdargebotes betrachtet werden. Die gut gesicherten Zunahmen aller HQ-Kennwerte, der Jahresserie der NM7Q-Werte sowie der Dezember-Mittelwasserwerte bewirken für den Unterliegerpegel Brugg/Aare höhere Wassermengen vor allem während Hochwasserereignissen, deren Scheitel jedoch infolge der Juraseen stark gedämpft werden.

Pegel Belp/Guerbe (1924 - 2000)



Zeichenerklärung

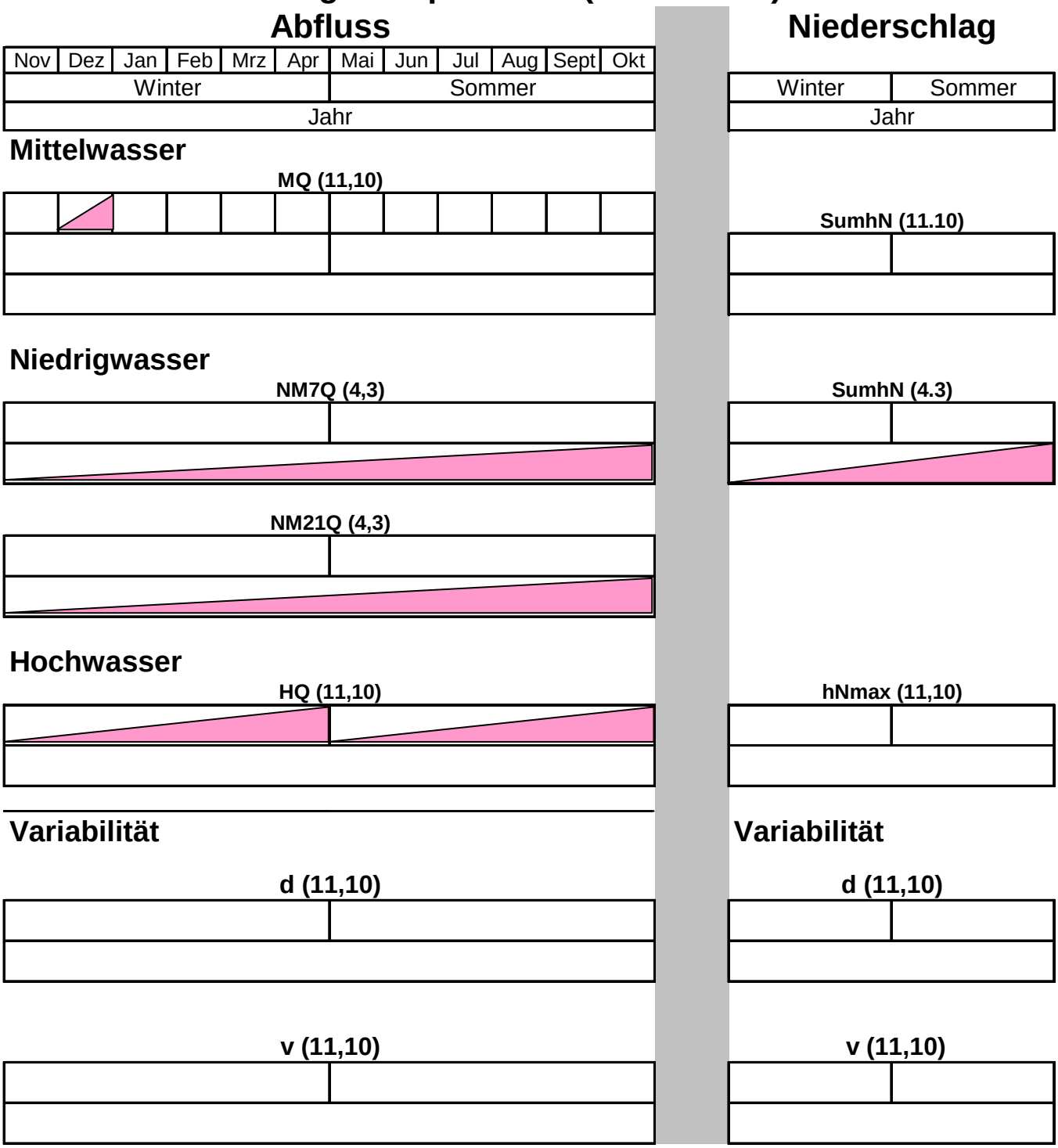
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Belp/Guerbe (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

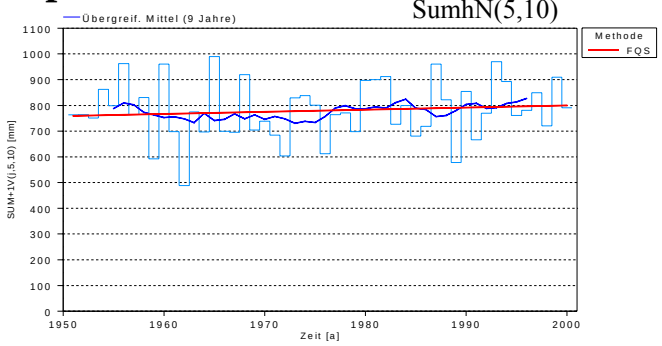
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

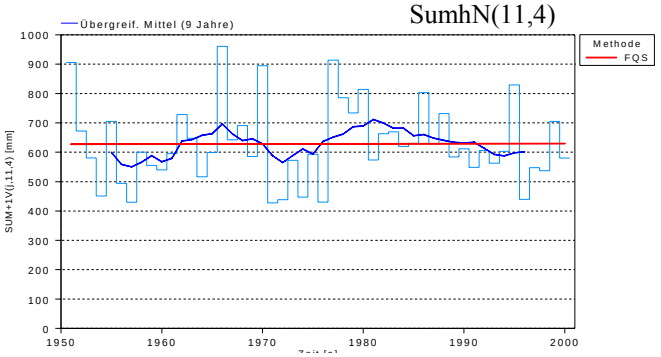
Trend fallend (80% Signifikanz)

Belp 1951-2000

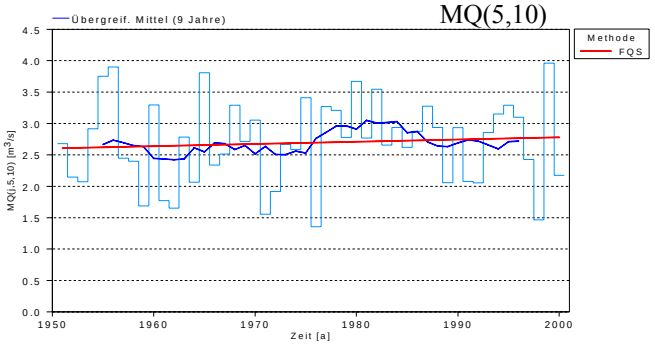
SumhN(5,10)



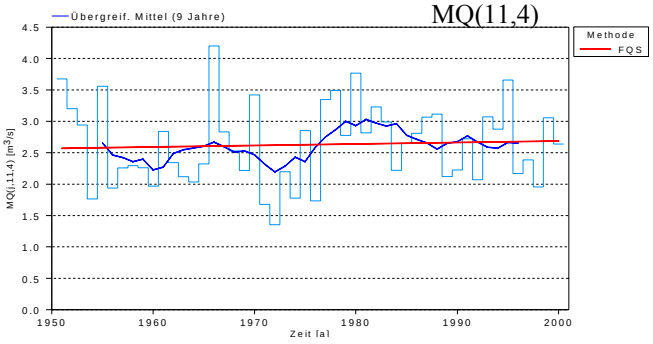
SumhN(11,4)



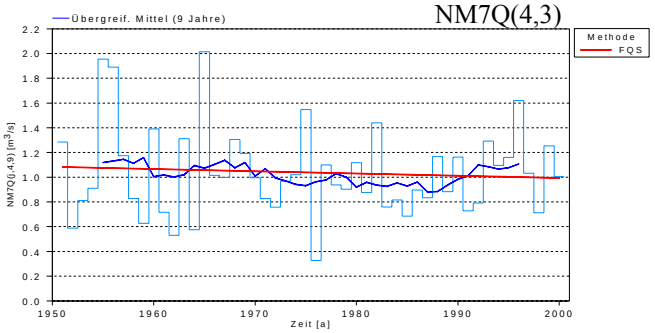
MQ(5,10)



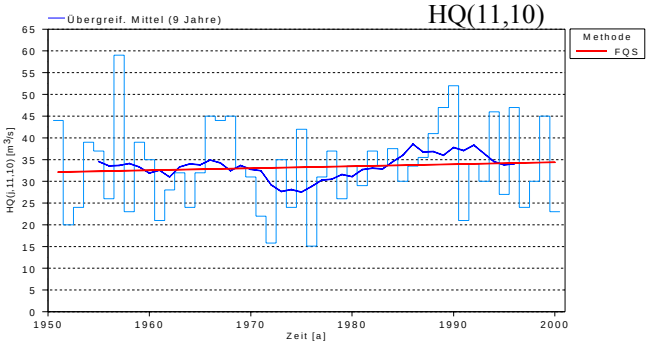
MQ(11,4)



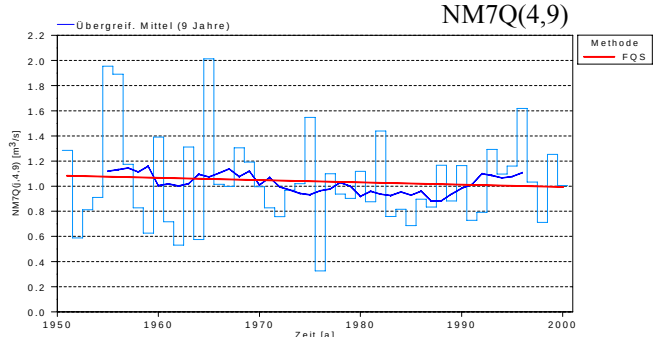
NM7Q(4,3)



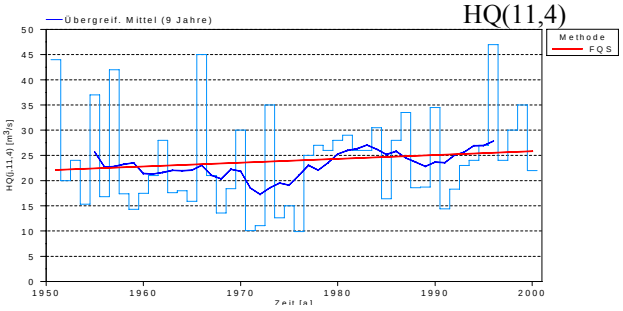
HQ(11,10)



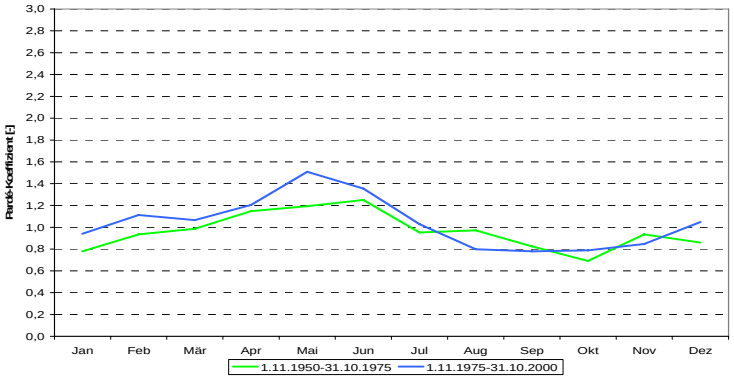
NM7Q(4,9)



HQ(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Brugg/Aare

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Brugg / (1951-2000)
Fluss	Aare
Fluss-km [1])	18.8 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe [5])	332
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	11750
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	2,0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1409
NM7Q [m³/s]	104
MQ [m³/s]	319
HQ [m³/s]	1250
Abflussregime-Typ [4])	Schnee-Übergangstyp

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5]) Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille).

Das Einzugsgebiet der Aare kann bis zum Thunersee in einen alpinen, bis zur Emmemündung nach Solothurn in einen mittelländischen und bis zur Rheinmündung in einen jurassischen Teil eingeteilt werden (GHEZZI 1926). Die Fläche des oberirdischen Einzugsgebietes der Aare beim Pegel Brugg (18,8 km bis zur Mündung in den Rhein) beträgt 11'750 km^2, bei einer mittleren Höhe von 1010 m ü. M. und einer Vergletscherung von 2 % (KAN 2002). Auf ihrem Weg vom Quellgebiet (Unteraar- und Oberaargletscher) bis zum Pegel in Brugg nimmt die Aare mehrere – in den Alpen entspringende – Flüsse auf: Lütschine, Kander, Simme, Gürbe, Saane, Emme. Die zahlreichen Gletscher in den höchsten Regionen des Einzugsgebietes der Aare beeinflussen durch ihre Schmelzwasser den täglichen Abflussgang der Gewässer in den höheren Regionen. Weiter Flussabwärts treten dann andere Faktoren, wie z. B. Niederschläge, in den Vordergrund. Bei der Aare üben aber auch der Brienzer- und Thunersee und später die Juraseen (Murten-, Neuenburger- und Bielersee) eine ausgleichende und reinigende Wirkung auf die Wasserführung aus (GHEZZI 1926). Im Aaregebiet wurden immer wieder Maßnahmen zum Schutz vor Hochwassern sowie zur Wassernutzung getätigt. Neben Stauseen kann als weiteres Beispiel die Umleitung verschiedener Flüsse in die Seen zwecks Hochwasserreduktion und Förderung der Feststoffablagerung aufgeführt werden: die Kander in den Thunersee und die Aare in den Bielersee. (CHR/KHR 1978). Beim Pegel Brugg/Aare können zwischen 80 bis 100 % des mittleren natürlichen Jahresabflusses registriert werden (MARGOT et al. 1992).

Für die lange Reihe (1917–2000) des hydrologischen Jahres zeigen die Gebietsniederschlagssummen für das Winterhalbjahr einen steigenden gesicherten Trend. Die kurze Rehen sind trendfrei. Die Gebietsniederschlagssummen eines Wasserhaushaltsjahres der beiden Periode weisen im Jahr einen steigenden gesicherten Trend auf. Im Falle des Winterhalbjahres der längeren Untersuchungszeitraums ist dieser gut gesichert.
Bezüglich der höchsten Monatssummen ist bei den beiden Reihen kein Trend vorhanden. Das Niederschlagsregime (1976-2000) zeichnet sich durch ein markantes Niederschlagsmaximum

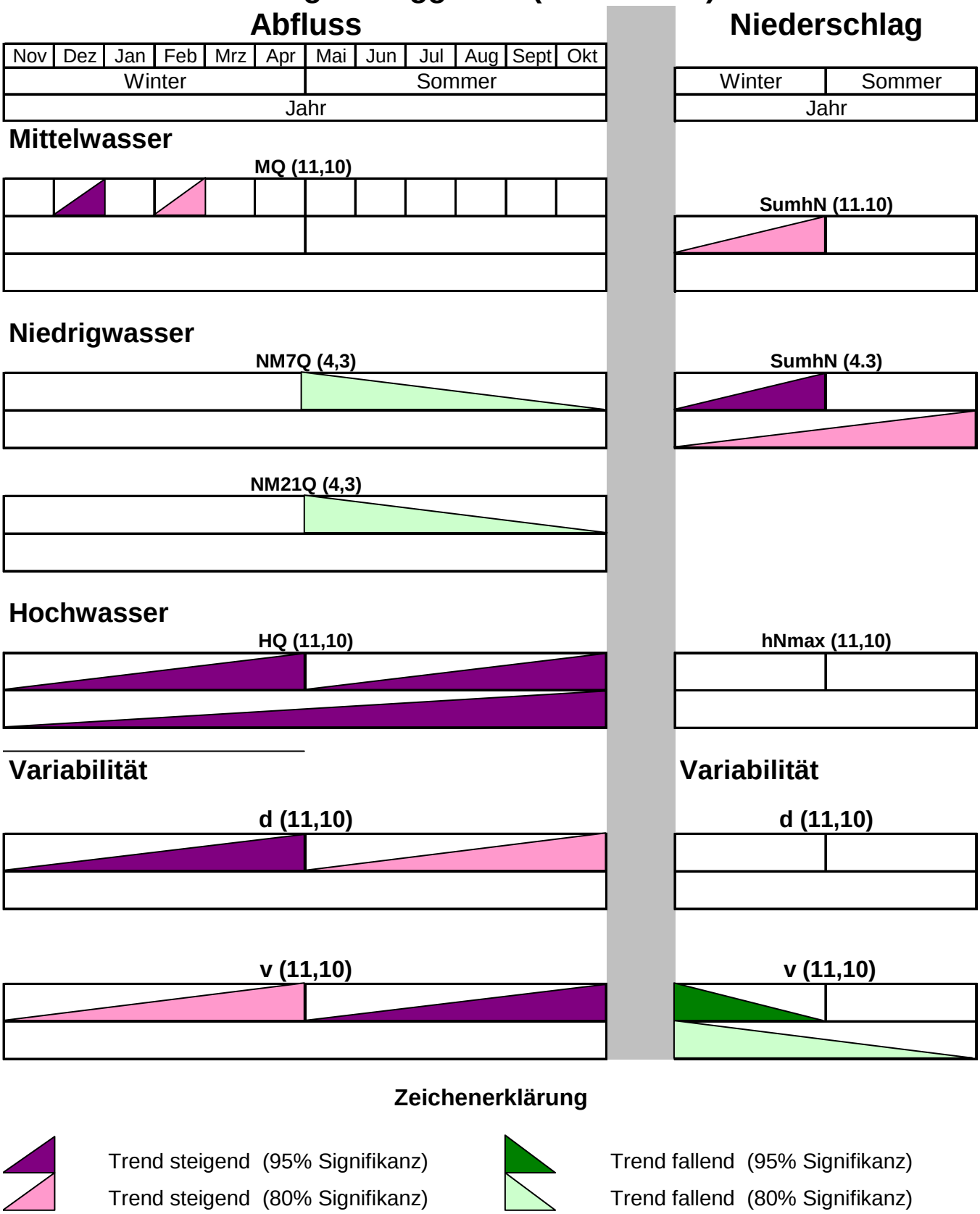
im Juni und einem sekundären Maximum im Dezember aus. Die niedrigsten Werte treten im März auf. In der früheren Periode (1950–1975) fallen die Maxima im August sowie die Minima im Oktober markanter aus als in der Periode 1976–2000. Das Regime ist also insgesamt ausgeglichener geworden. Der Zeitpunkt der maximalen Niederschläge hat sich vom August in den Juni zurückverschoben.

Die Reihen der Mittelwasserabflüsse sind in beiden Untersuchungsperioden trendfrei. Da die Gebietsniederschläge für das Winterhalbjahr zugenommen haben, weist dies hinsichtlich der Mittelwasserabflüsse auf eine ausgleichende Wirkung der Jurarandseen hin.
Sprünge treten nur in der LR auf: In den 70er Jahren bei den Mittelwasserabflüssen und von Ende der 50er bis Mitte der 70er bei den Gebietsniederschlägen.
Der innerjährliche Abflussgang zeigt am Pegel Brugg beim Vergleich der Zeiträume 1976–2000 und 1951–1975 unveränderte Grundstruktur: Es liegt ein komplexe- Regime: Schnee-Übergangstyp mit einfachem Maximum im Juni und einfachem Minimum im Winter vor. Dabei kann bei den monatlichen Mittelwasserabflüssen sowohl bei den Maxima wie bei den Minima ein Anstieg beobachtet werden. Die Analyse der längeren Reihe liefert für die Dezemberwerte einen gut gesicherten steigenden Trend. Infolge des Anstieges der Maxima als auch der Minima bleibt die Ganglinien-Amplitude konstant. Dasselbe gilt für das Abflussregime, doch pendeln sich die monatlichen Mittelwasserabflüsse auf einem höheren Niveau ein (Ausnahme August).

Für das Verhalten der Niedrigwasserkennwerte NM7Q können am Pegel Aare/Brugg für die Sommerhalbjahresreihen ein fallender Trend sowohl bei der längeren Reihe (1917–2000) als auch bei der Standardreihe nachgewiesen werden. Wird der Kennwert NM21Q auf Trendsignifikanz untersucht, kann der fallende Trend nur bei der längeren Reihe detektiert werden. Für die Winterhalbjahresreihen weist die Vorverschiebung des Eintrittpunktes mit zwei Wochen den halben Wert auf. Die Analyse der Sommerhalbjahresreihen der letzten drei Teilzeitperioden ergibt für das Eintrittsdatum der extremen NQ-Kennwerte eine Verzögerung von mehr als einen Monat (von Ende Juli/Anfang August auf Anfang September).

Durchwegs gut gesichert steigende Trends resultieren bei der Analyse der Hochwasserscheitel bei Verwendung der längeren Untersuchungsperiode (1917–2000). Wird die Standardperiode ausgewertet, weisen ebenfalls alle drei Datenserien (Jahr, Halbjahre) Trendsignifikanz auf, doch kann nur noch für die HQ-Scheitel der Sommerhalbjahresreihe einen Trend bei α = 95 % ausgewiesen werden. Sprünge liegen in den Reihen der HQ-Scheitel massiert Mitte der 70er Jahre vor. Dies stimmt mit dem Zeitpunkt der detektierten Sprünge des Oberliegerpegels Belp/Gürbe überein. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel weisen für den Pegel Brugg/Aare eine große Varianz auf. Während für den Teilzeitraum 1926–1950 der 19. Juni , verschiebt sich dieser Zeitpunkt um mehr als 2 Monate auf den 22. August für den Zeitraum 1951–1975. Wird der letzte Teilzeitraum analysiert, ergibt sich mit dem 1. März ein für schweizerische Verhältnisse ungewohnter Zeitpunkt für das Auftreten extremer Hochwasserscheitel.

Pegel Brugg/Aare (1917 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Brugg/Aare (1951 - 2000)

Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

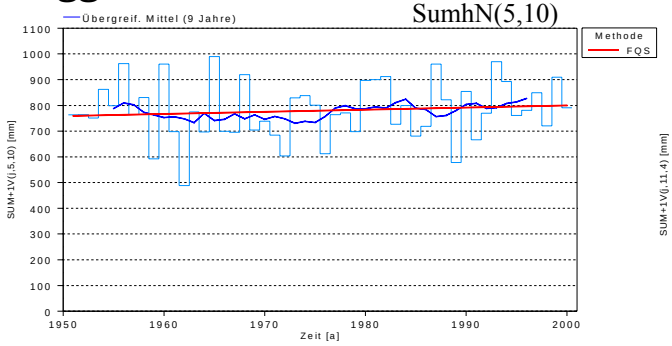
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

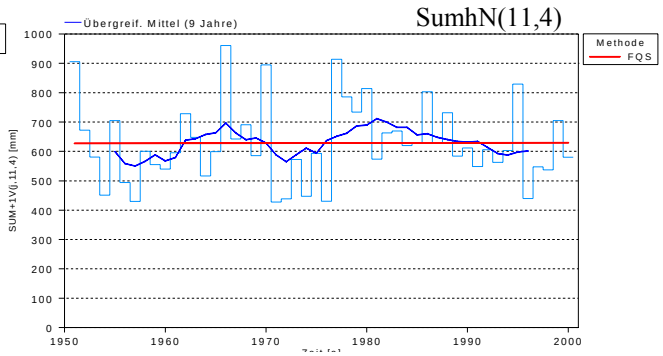
Trend fallend (80% Signifikanz)

Brugg 1951-2000

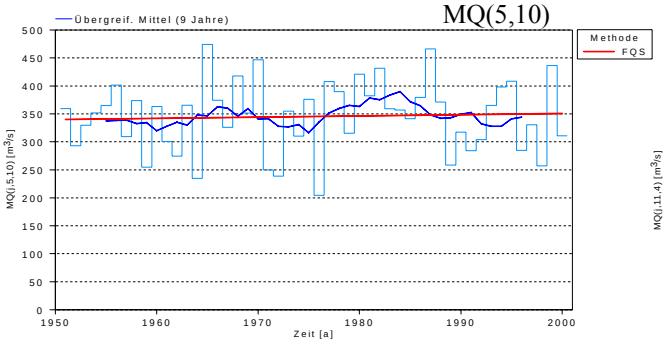
SumhN(5,10)



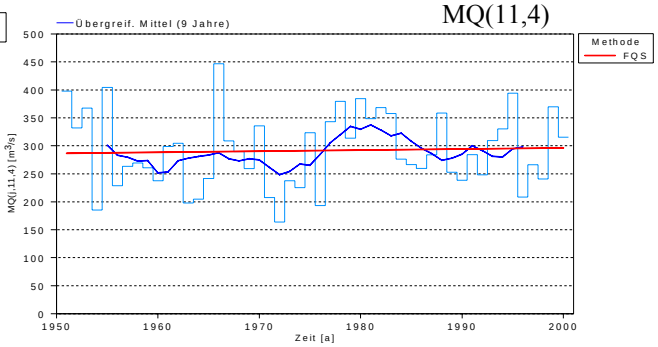
SumhN(11,4)



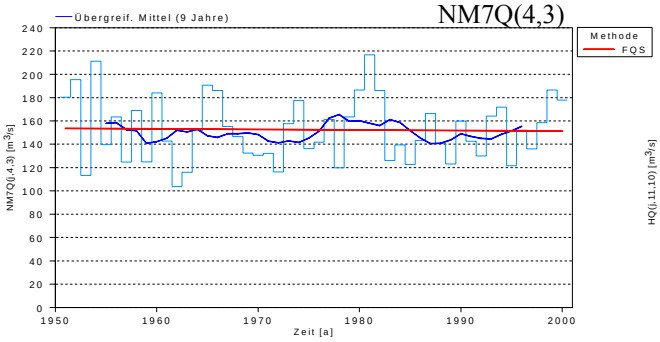
MQ(5,10)



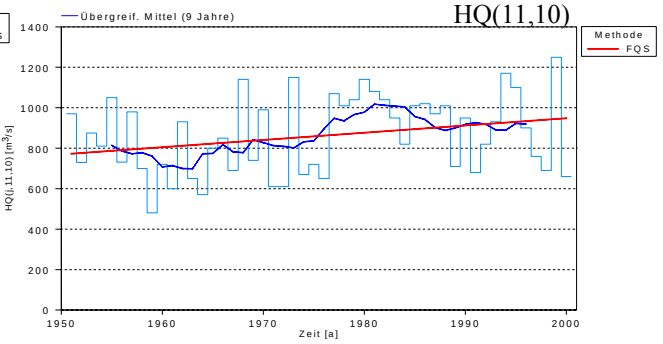
MQ(11,4)



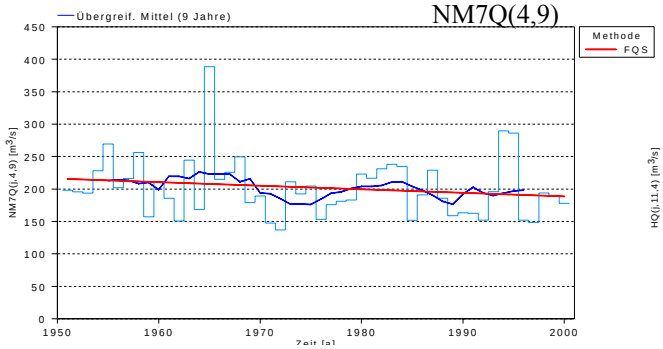
NM7Q(4,3)



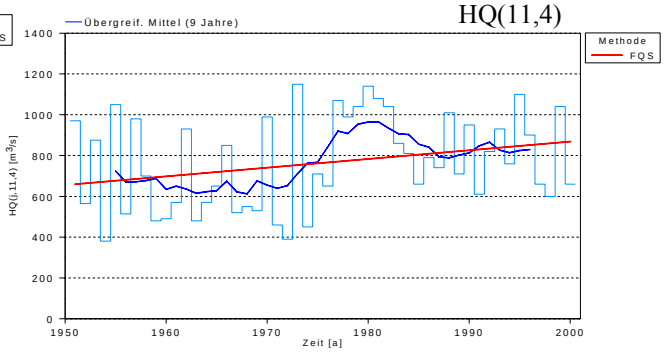
HQ(11,10)



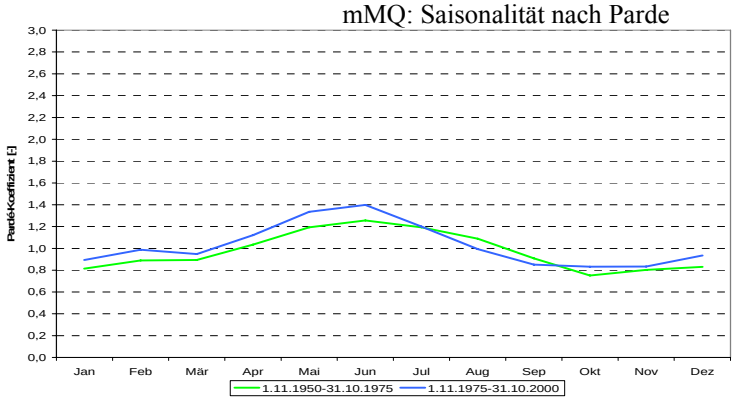
NM7Q(4,9)



HQ(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Untersiggenthal/Aare

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Untersiggenthal / (1905-2000)
Fluss	Aare
Fluss-km [1])	13,1 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe [5])	326
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	17625
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	2,1
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1632
NM7Q [m³/s]	151
MQ [m³/s]	560
HQ [m³/s]	2620
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5])Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille)

Das Einzugsgebiet der Aare kann bis zum Thunersee in einen alpinen, bis zur Emmemündung nach Solothurn in einen mittelländischen und bis zur Rheinmündung in einen jurassischen Teil eingeteilt werden (Ghezzi 1926). Die Fläche des oberirdischen Einzugsgebietes der Aare beim Pegel Untersiggenthal beträgt 17'625 km^2, bei einer mittleren Höhe von 1050 m ü. M. und einer Vergletscherung von 2,1 % (KAN 2002). Auf ihrem Weg vom Quellgebiet (Unteraar- und Oberaargletscher) bis zum Pegel in Brugg nimmt die Aare mehrere – in den Alpen entspringende – Flüsse auf: Lütschine, Kander, Simme, Gürbe, Saane, Emme. Zusätzlich zu diesen Zuflüssen sind beim Pegel Untersiggenthal noch die Reuss und die Limmat hinzuzurechnen. Dabei tragen die Flüsse Reuss und Limmat gemessen an ihrem Einzugsgebiet überproportional stark zum Abfluss der Aare bei. Die zahlreichen Gletscher in den höchsten Regionen des Einzugsgebietes der Aare beeinflussen durch ihre Schmelzwasser den täglichen Abflussgang der Gewässer in den höheren Regionen. Weiter Flussabwärts treten dann andere Faktoren, wie z. B. Niederschläge, in den Vordergrund. Bei der Aare üben aber auch der Brienzer- und Thunersee und später die Juraseen (Murten-, Neuenburger- und Bielersee) eine ausgleichende und reinigende Wirkung auf die Wasserführung aus (GHEZZI 1926). Im Aaregebiet wurden immer wieder Maßnahmen zum Schutz vor Hochwassern sowie zur Wassernutzung getätigt. Neben Stauseen kann als weiteres Beispiel die Umleitung verschiedener Flüsse in die Seen zwecks Hochwasserreduktion und Förderung der Feststoffablagerung aufgeführt werden: die Kander in den Thunersee, die Linth in den Walensee und die Aare in den Bielersee (CHR/KHR 1978). Beim Pegel Untersiggenthal/Aare können zwischen 80 bis 100 % des mittleren natürlichen Jahresabflusses registriert werden (MARGOT et al. 1992).
Für die lange Reihe (1905–2000) zeigen die Gebietsniederschlagssummen für das Winterhalbjahr einen steigenden gesicherten Trend. Die kurze Reihe sind trendfrei. Die höchste Monatssummen der beiden Untersuchungszeiträume weisen keinen Trend auf. Das Niederschlagsregime zeichnet sich durch ein markantes Niederschlagsmaximum zwischen Juni/Juli sowie einem sekundären Maximum im Dezember aus. Die niedrigsten Werte treten hingegen Januar auf. In der früheren Periode (1950–1975) fallen die Maxima im Sommer sowie die Minima Ende Winter und im Herbst markanter aus als in der Periode 1975–2000. Das Regime

ist also insgesamt ausgeglichener geworden. Der Zeitpunkt der maximalen Niederschläge hat sich vom August in den Juni zurückverschoben.

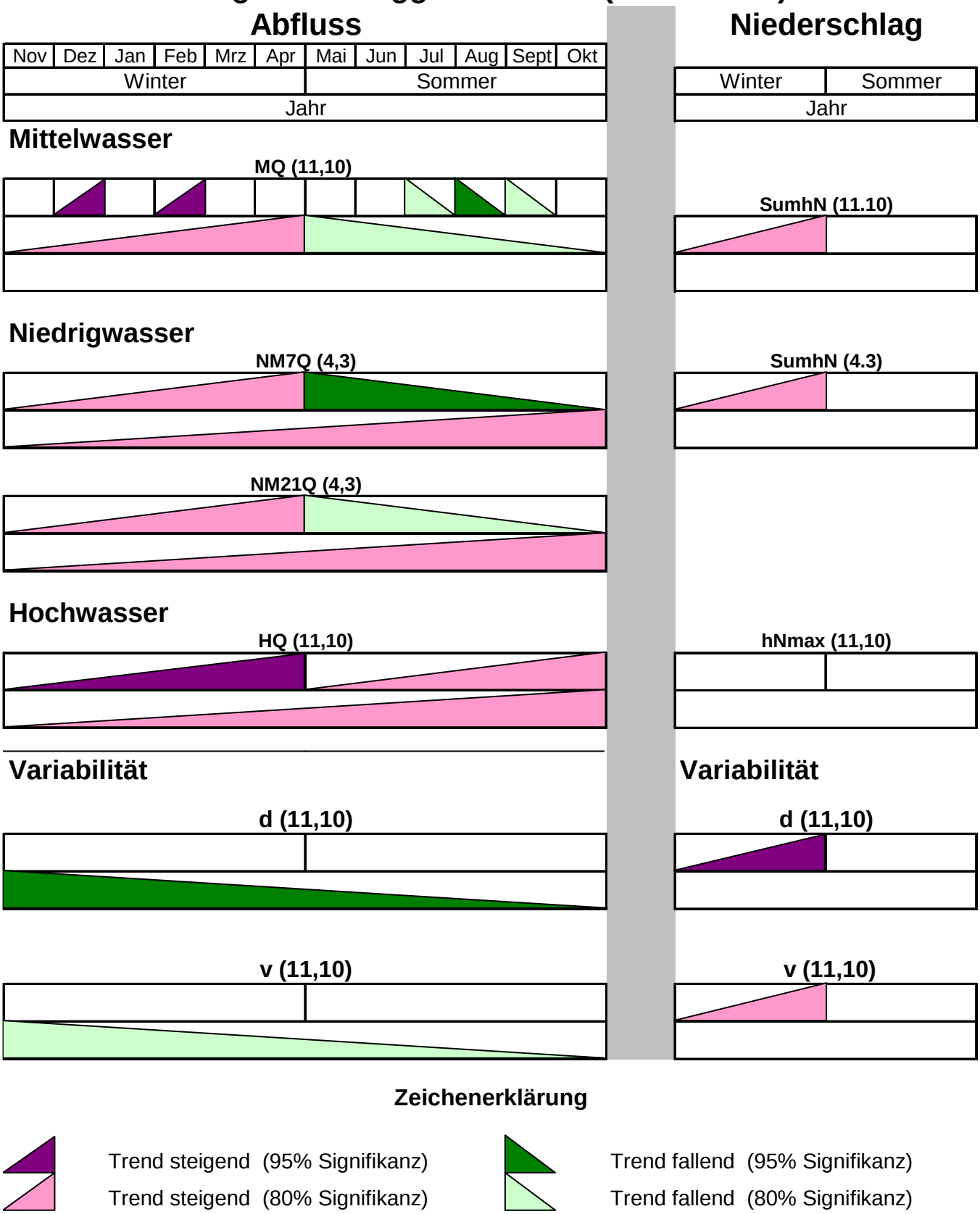
In der längeren Untersuchungsperiode zeigt die Reihe der sommerhalbjährigen Mittelwasserabflüsse fallenden und die der winterhalbjährigen steigenden Trend, während die Jahresreihe trendfrei ist (ebenso wie die mittleren Abflüsse der KR). Neben der Koinzidenz der ansteigenden Niederschläge und Abflüsse im Winterhalbjahr fällt die Asymmetrie der Abflüsse im Sommer- und Winterhalbjahr auf; diese kann auf die Wirkprozesse „Speicherbewirtschaftung“ und „Klima“ und zurückgeführt werden.
Sprünge liegen in den MQ-Reihen Mitte der 30er und anfangs der 40er Jahre; sie sind weder aus den Niederschlagscharakteristika noch aus bekannten größeren anthropogenen Eingriffen herzuleiten.
Der innerjährliche Abflussgang zeigt am Pegel Untersiggenthal beim Vergleich der vier 25-Jahreszeiträume unveränderte Grundstruktur. Die vier Teilzeiträume zeigen eine Divergenz bei den Eintrittszeitpunkten der Minima. Während beim ersten Zeitraum (1901–1925) die kleinsten monatlichen Mittelwasserabflüsse im Februar auftraten, zeigen die folgenden Zeiträume eine zeitliche Vorverlegung der Minima (1926–1950 und 1951–1975: Januar, 1976–2000: November). Die in den ersten drei Zeiträumen ähnlich hohen Mittelwasserabflüsse der wasserreichen Monate Juni und Juli sind im letzten Zeitraum deutlich geringer.
Gut gesicherte Trends können für die Mittelwasserabflüsse der Monate Dezember (steigend), Februar (steigend) sowie August (fallend) nachgewiesen werden. Durch den auch hier in Erscheinung tretenden Abflussverschiebungseffekt wird das Abflussregime (Schneeregime des Berglandes mit einfachem Maximum im Juni und einfachem Minimum im Winter) ausgeglichener.

Für das Verhalten der Niedrigwasserkennwerte NM7Q und NM21Q können bei der Analyse der längeren Reihe am Pegel Aare/Untersiggenthal für die Sommerhalbjahresreihen ein fallender Trend (für NM7Q sogar als gut gesichert) und für die Jahres- und die Winterhalbjahresreihen ein steigender gesicherter Trend nachgewiesen werden. Die Standardreihe ergibt eine schwächere Trendsignifikanz, doch wird das Muster, das bei der längeren Reihe festgestellt wurde, bestätigt. Das Eintrittsdatum für die extremen Niedrigwasserkennwerte von NM7Q und NM21Q weist deutliche kleinere Schwankungen auf als bei den anderen Pegelstationen im Aareeinzugsgebiet. Während für die Jahres- und Winterhalbjahresreihen das Eintrittsdatum zwischen dem 15. Dezember und dem 6. Januar liegt, liegt das Eintrittsdatum für das Auftreten der extremen Niedrigwasserkennwerte für das Sommerhalbjahr zwischen Juli und Anfangs September.

Die analysierten Hochwasserkennwerte (HQ-Scheitel) des Pegels Brugg/Aare weisen für beide Untersuchungsperioden ähnliche Ergebnisse auf. Für beide Untersuchungsperioden kann ein steigender Trend der Hochwasserscheitel für alle Jahres- und Halbjahresserien nachgewiesen werden, der für die Winterhalbjahresserie sogar als gut gesicherter Trend ausgewiesen wird. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel bewegen sich von Anfang Juni bis Mitte Juli. Vergleicht man die Zeitpunkte des dritten Teilzeitbereichs (1951–1975) mit dem vierten (1976–2000), kann eine Vorverschiebung des Eintrittzeitpunktes von mehr als einem Jahr festgestellt werden.

Die Umverteilung der Wassermengen vom Sommer- ins Winterhalbjahr infolge Kraftwerksbetriebs und die Zunahme der Niederschläge wirken sich auf das Abflussregime des Unterliegerpegels Basel/Rhein aus. Beim Zusammenfluss von Aare und Rhein übertrifft die Aare den Rhein in Bezug auf die Größe des Einzugsgebietes sowie in Bezug auf die Wasserführung. Aus diesem Grund wirken sich die genannten Prozesse besonders stark auf den Pegel in Basel aus.

Pegel Untersiggenthal/Aare (1905 - 2000)



Zeichenerklärung

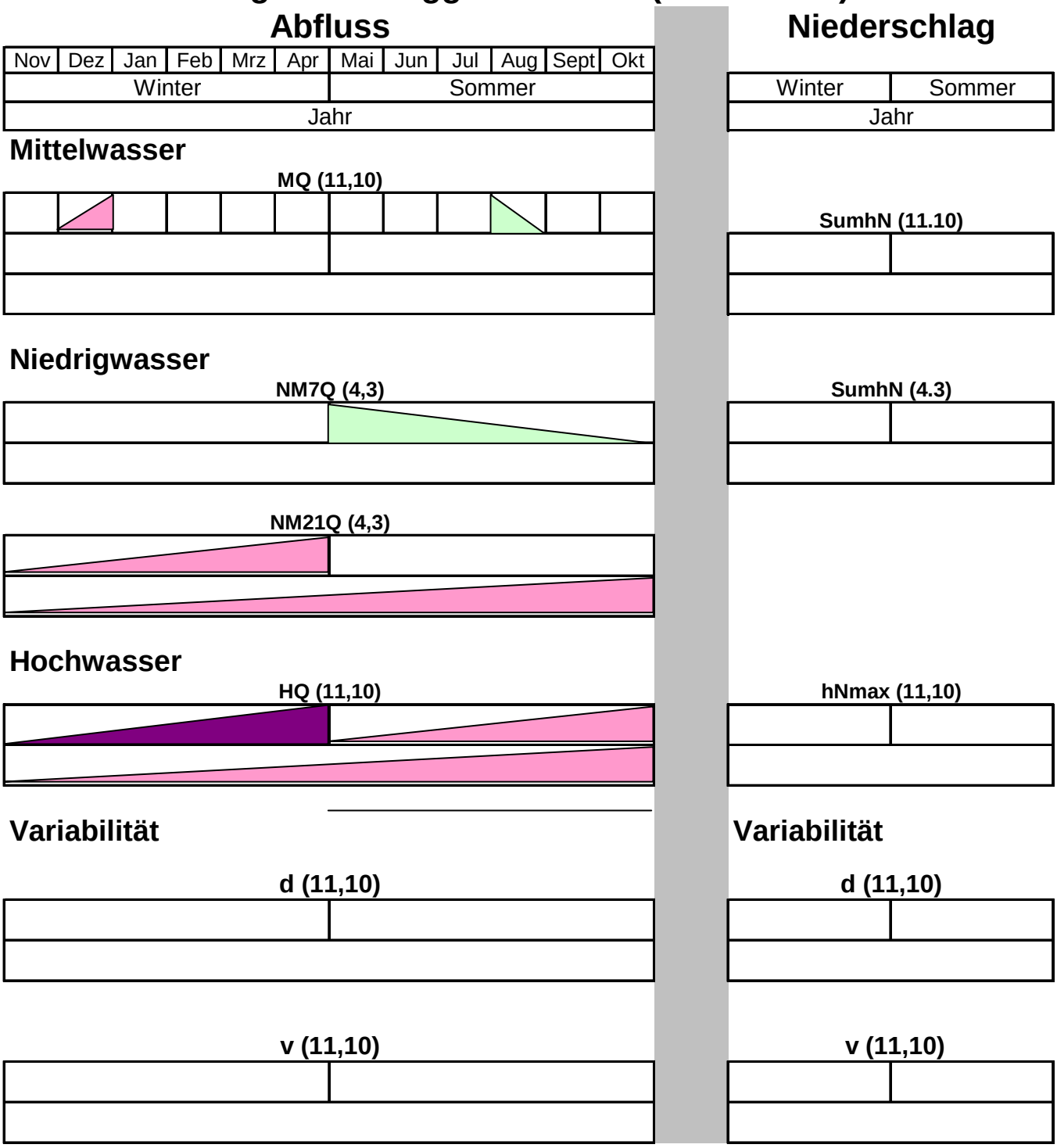
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Untersiggenthal/Aare (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

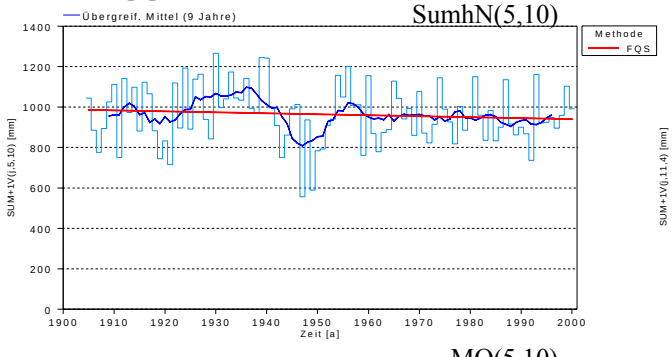
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

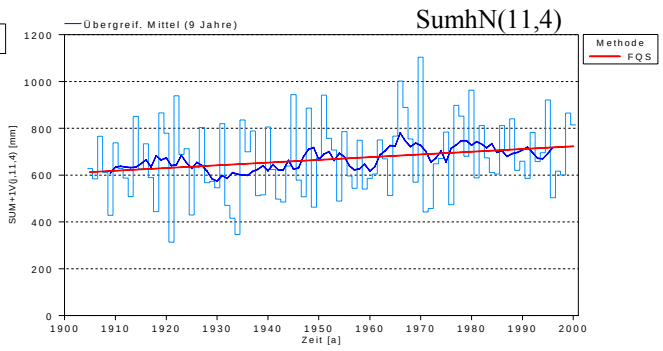
Trend fallend (80% Signifikanz)

Untersiggenthal 1905-2000

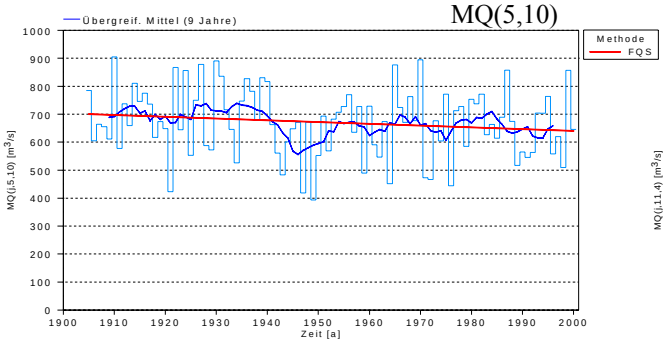
SumhN(5,10)



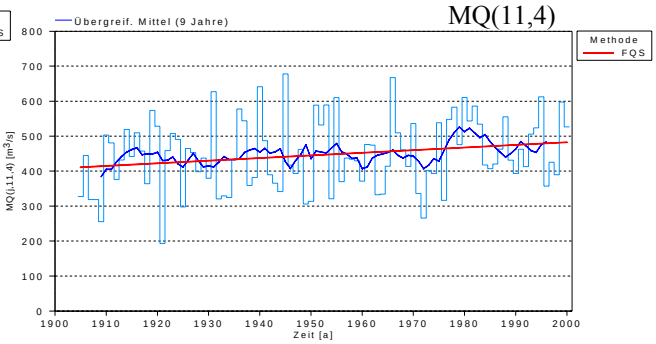
SumhN(11,4)



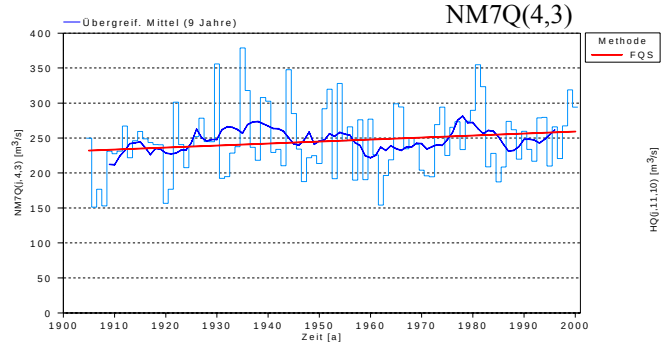
MQ(5,10)



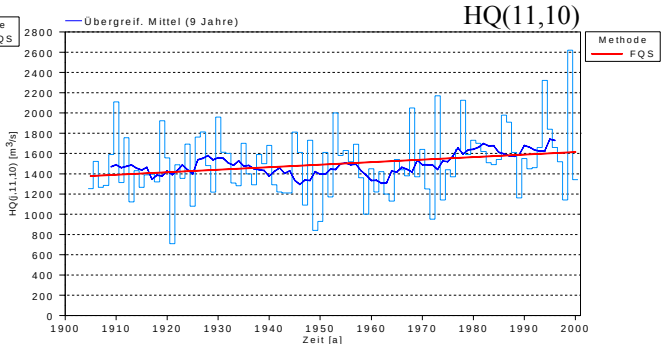
MQ(11,4)



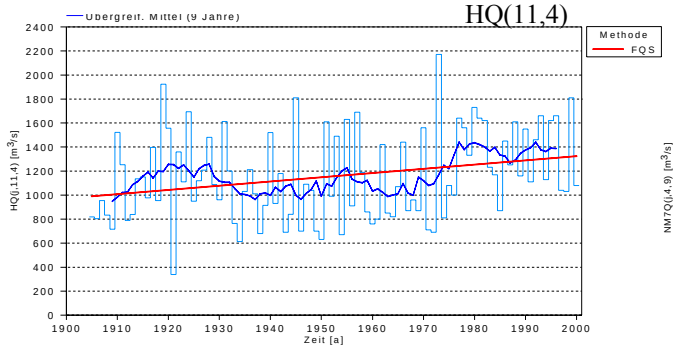
NM7Q(4,3)



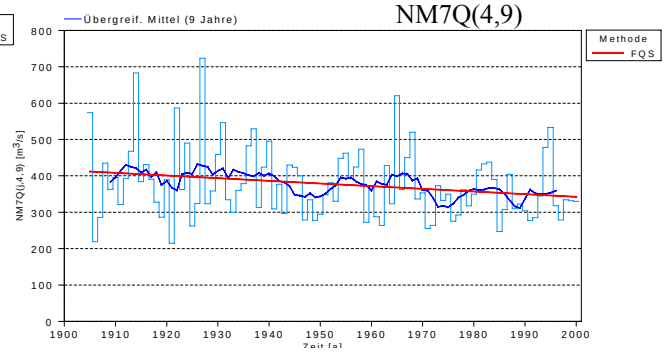
HQ(11,10)



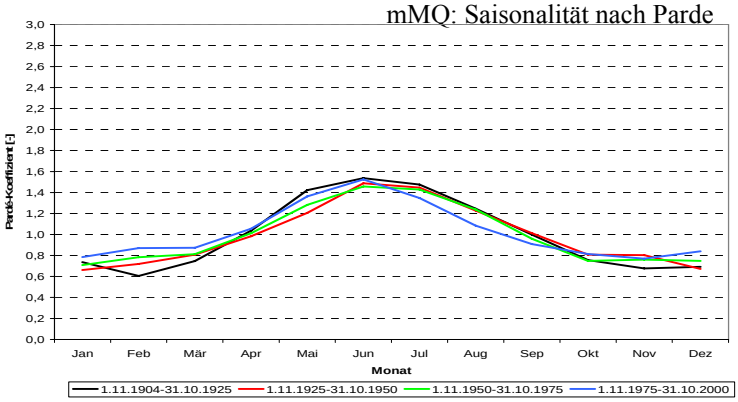
HQ(11,4)



NM7Q(4,9)

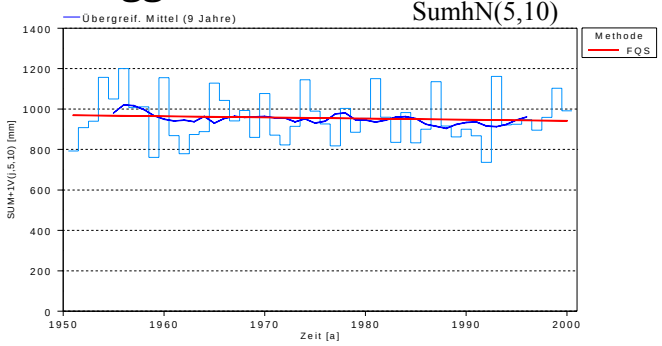


mMQ: Saisonalität nach Pardé

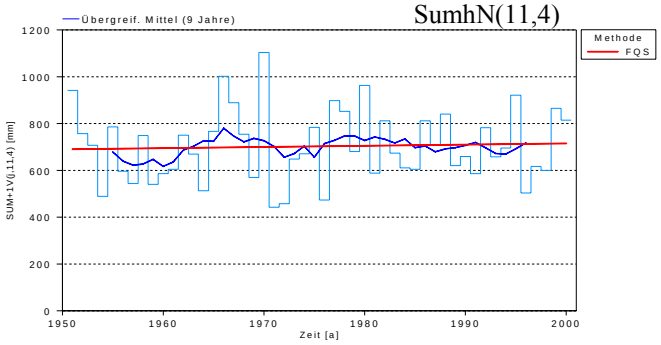


Untersiggenthal 1951-2000

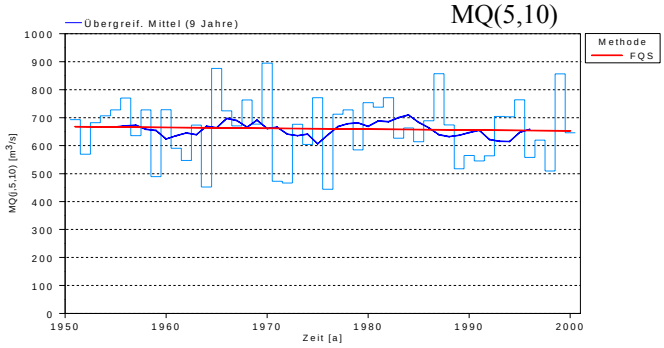
SumhN(5,10)



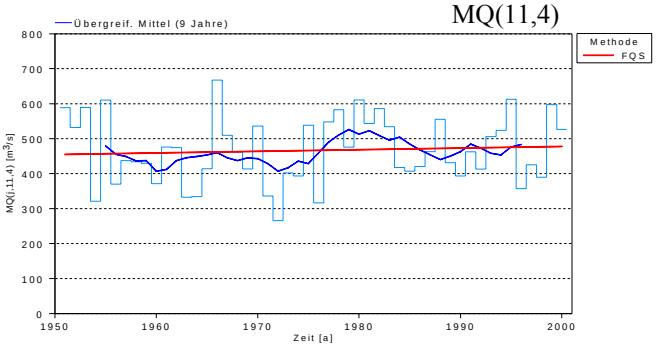
SumhN(11,4)



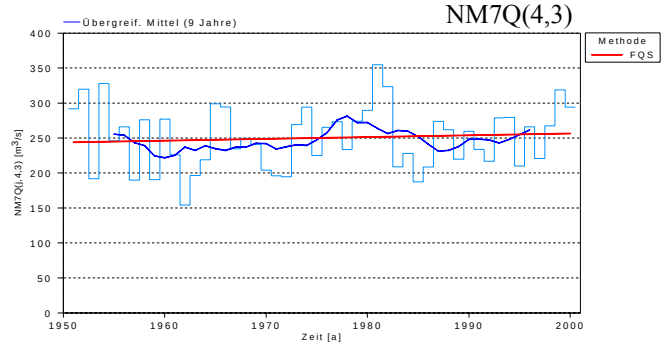
MQ(5,10)



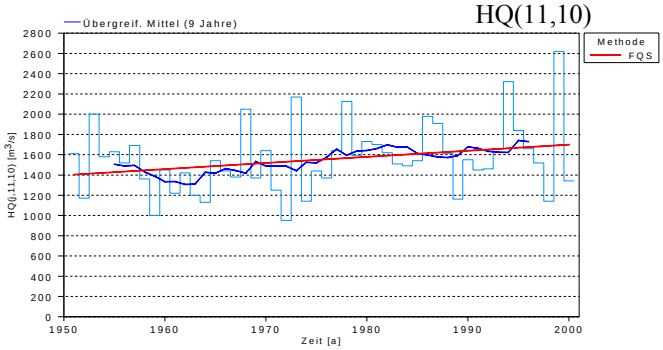
MQ(11,4)



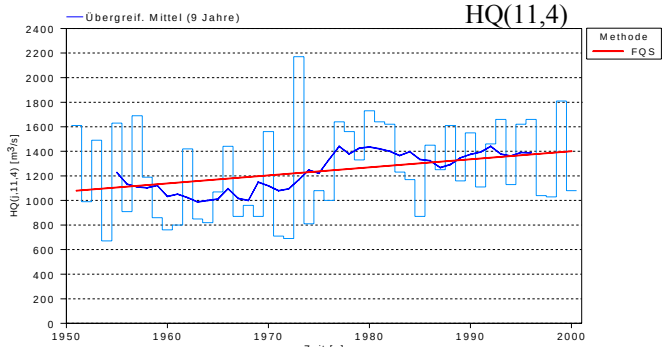
NM7Q(4,3)



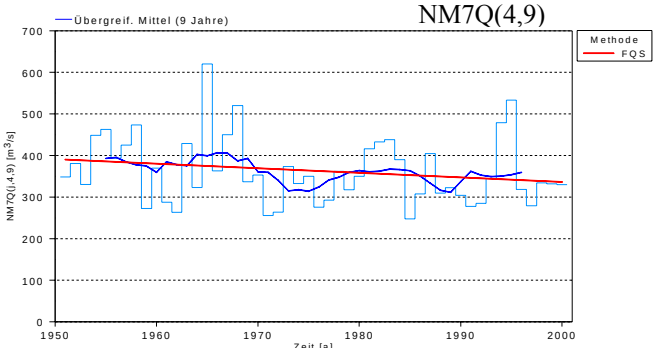
HQ(11,10)



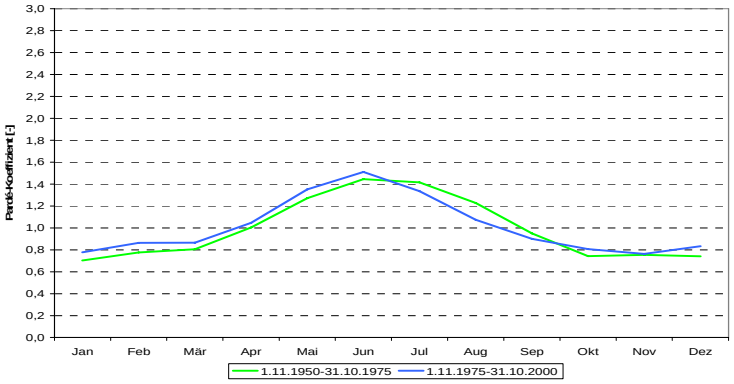
HQ(11,4)



NM7Q(4,9)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Basel/Rhein

HANSPETER HODEL, MARIA LARINA

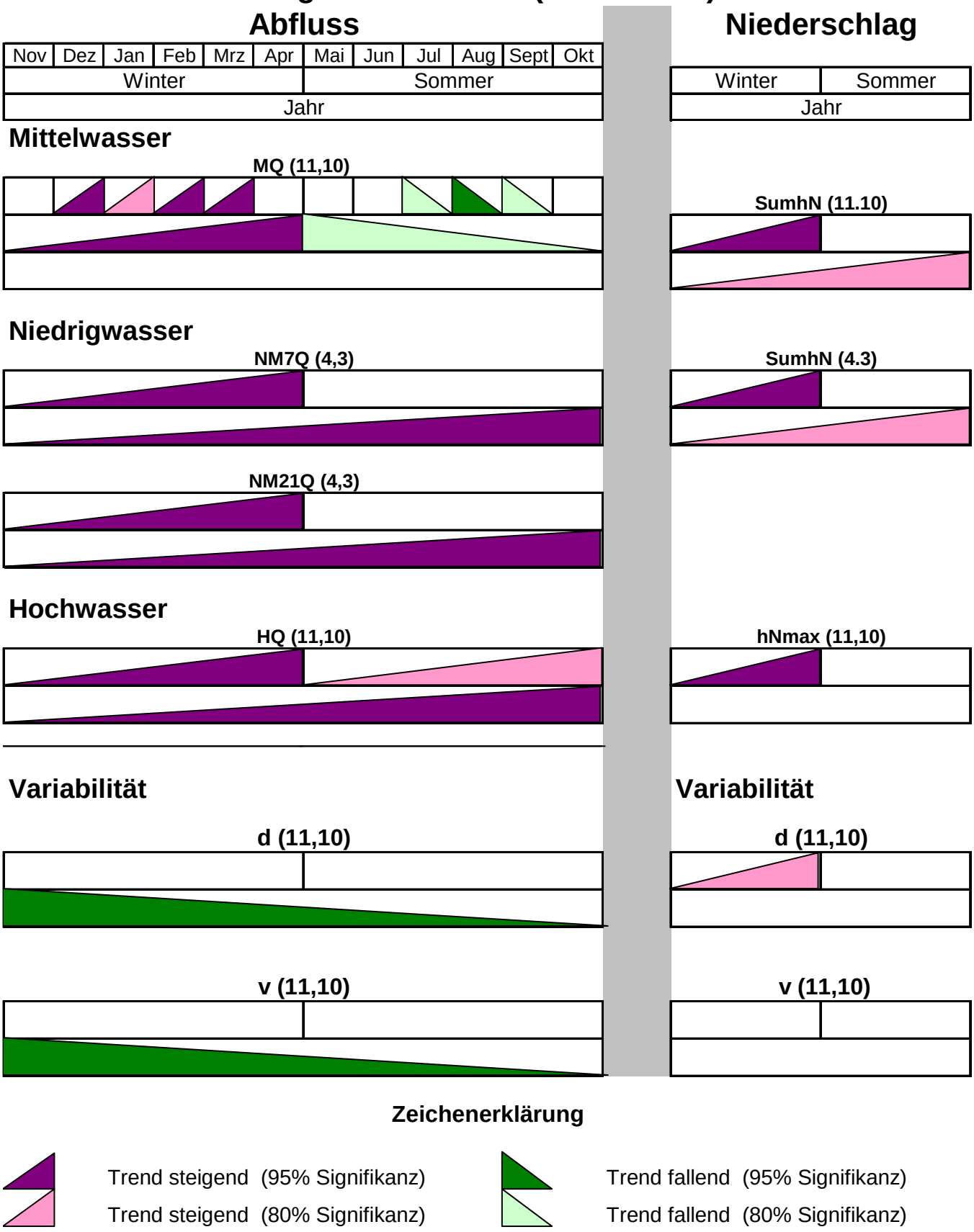
Pegelname / Bezugszeitraum	Basel / (1901-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	165.1 km (1.8 km bis zur D/CH-Grenze)
Pegel-Höhe [5])	246
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	35921
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	1,2
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1371
NM7Q [m³/s]	284
MQ [m³/s]	1060
HQ [m³/s]	5090
Abflussregime-Typ [4])	Schneeregime des Berglandes

[1]) ggf. Entfernung unterhalb der Rheinbrücke Konstanz
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé
[5])Schweizerischer Nullpunkt des Landeshöhennetzes: Repère Pierre du Niton in Genf (373.6 m über dem Pegel von Marseille)

Das Einzugsgebiet des Rheins wird im Westen durch das Rhonegebiet, im Süden durch das Rhone- und Pogebiet und im Osten und Norden durch das Donaugebiet begrenzt. Der Lauf des Rheins von den Quellen bis zum Bodensee lässt sich in drei, in ihrem Wasserhaushalt voneinander verschiedene Abschnitte gliedern (vgl. GHEZZI 1926): Erstens von den Quellen in den Schweizer Alpen bis zum Bodensee (Alpenrhein): Da der Rhein einer Gletscher- und Schneeregion entspringt ist er bis zum Bodensee ein ausgesprochener Gebirgsfluss mit einem konstant geringen Abfluss im Winter und großer Wasserführung im Sommer. Zweitens vom Bodensee bis zur Vereinigung mit der Aare (Hochrhein): Nach dem Bodensee ist die Wasserführung des Rheins viel gleichmäßiger, da der See als natürliches Regulierungsbecken wirkt und der Rhein auf dieser Strecke den Charakter des Bodenseewasserstandes erhält. Drittens von der Aare bis Basel (Hochrhein): Beim Pegel Rheinhalle in Basel (246 m ü. M. [5]), 1,8 km bis zur deutschen Grenze.) beträgt die Fläche des oberirdischen Einzugsgebietes 35'921 km^2, bei einer Vergletscherung von 1,2 %. Die Flusslänge beträgt zu diesem Zeitpunkt 165 km.
Mit Ausnahme des Bodensees sind alle bedeutenden Alpenrandseen im Einzugsgebiet regulierbar, so dass auf den natürlichen Abfluss eingewirkt werden kann. Alpen, Alpenvorland und Mittelland sowie Schweizer Jura sind die wesentlichen Landschaftseinheiten des Rheingebiets bis Basel. Insbesondere das Schweizer Mittelland wird stark landwirtschaftlich genutzt, während der Schweizer Jura überwiegend mit Wald bestanden ist. Im Rheineinzugsgebiet wurden in der Vergangenheit zahlreiche bauliche Eingriffe getätigt (vgl. CHR/KHR 1978). Beim Pegel Basel/Rhein können zwischen 80 bis 100 % des mittleren natürlichen Jahresabflusses registriert werden (MARGOT et al. 1992). Das heißt, dass im Einzugsgebiet des Rheins bei Basel die Jahresabflüsse infolge Ableitungen um lediglich **2 ‰** reduziert werden (EIDG. AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 1968).
Durchwegs gesicherte steigende Trends resultieren aus der statistischen Analyse für die Jahres- und Winterhalbjahresserien der Gebietsniederschläge der LR (signifikante Zunahmen für Winterjahresreihen sind gut gesichert) des Pegels Rhein-Basel. Die Trends bei der Verwendung der kurzen Reihe sind trendfrei. Die statistische Auswertung der maximalen Monatssummen ergibt für den Pegel Basel/Rhein durchwegs steigende Tendenzen, doch nur bei der

langen Reihe könnte gut gesicherter Trend für die Winterhalbjahresserien nachgewiesen werden. Das Niederschlagsregime ist durch ein Maximum (1- oder 2-gipflig) im Sommer und zwei Minima im Winter resp. Herbst gekennzeichnet. Die tiefsten Niederschlagssummen werden für alle Teilzeiträume vom Dezember bis März registriert. Charakteristisch für den letzten Teilzeitraum ist eine Abschwächung der Extremwerte. Die maximalen Monatssummen des Zeitraumes 1976–2001(im Juni) liegen deutlich unterhalb der Maxima der drei früheren Teilzeiträume, während die Minima (im Januar) für die letzten 25 Jahre beträchtlich höher liegen als diejenigen der anderen Zeiträume.
In der langen Untersuchungsperiode zeigt die sommerhalbjährliche Mittelwasserreihe fallenden und die des Winterhalbjahres einen gut gesicherten steigenden Trend. In der kurzen Untersuchungsperiode sind die Reihen hingegen trendfrei. Neben Sprüngen Mitte der 30er/Anfangs der 40er Jahre ist besonders auf den Sprung 1975/76 in der Reihe der winterhalbjährlichen Mittelwasserabflüsse hinzuweisen. Er wird auch in der entsprechenden Niederschlagsreihe und – mit geringem Zeitversatz - in den Niedrigwasserserien beobachtet. Der innerjährliche Abflussgang am Pegel Basel/Rhein zeigt beim Vergleich der vier Teilzeiträume eine unveränderte Grundstruktur: Es liegt ein Schneeregime des Berglandes mit einfachem Maximum im Juni und einfachem Minimum im Winter vor.
Gut gesichert steigende Trends können für die Jahres- und Winterhalbjahresserien der längeren Untersuchungsperiode der Niedrigwasserkennwerte NM7Q und NM21Q ausgewiesen werden. Wird die KR untersucht, kann der steigende Trend für die Jahres- und Winterhalbjahresserien auf dem niedrigeren Signifikanzniveau von 80% nachgewiesen werden. Sprünge in den Niedrigwasserserien können für die Jahres- und die Winterhalbjahresreihen der beiden Untersuchungszeiträume gehäuft in der Anfang der 70er Jahre identifiziert werden. Das Eintrittsdatum für die extremen Niedrigwasserkennwerte beim Pegel Basel/Rhein von NM7Q und NM21Q (Jahres- und Winterhalbjahresreihe) schwankt zwischen dem 26.Dezember und dem 14. Januar
Ein steigender Trend der HQ-Scheitel kann für beide Untersuchungsperioden und alle Jahres- und Halbjahresserien detektiert werden. Für die Jahres- und die Winterhalbjahresserien der längeren Reihe ist dieser Trend gut gesichert. Die Sprünge in den Hochwasserserien lassen sich massiert zwischen 1971 und 1976 sowie im Jahr 1940/1941 identifizieren. Die wahrscheinlichsten Eintrittszeitpunkte für extreme HQ-Scheitel variieren in Basel zwischen Ende Mai und Ende Juli. Verglichen mit dem 3. Teilzeitraum ergibt sich für den letzten Teilzeitraum (1976–2000) eine zeitliche Vorverschiebung von zwei Monaten.

Pegel Basel/Rhein (1901 - 2000)



Zeichenerklärung

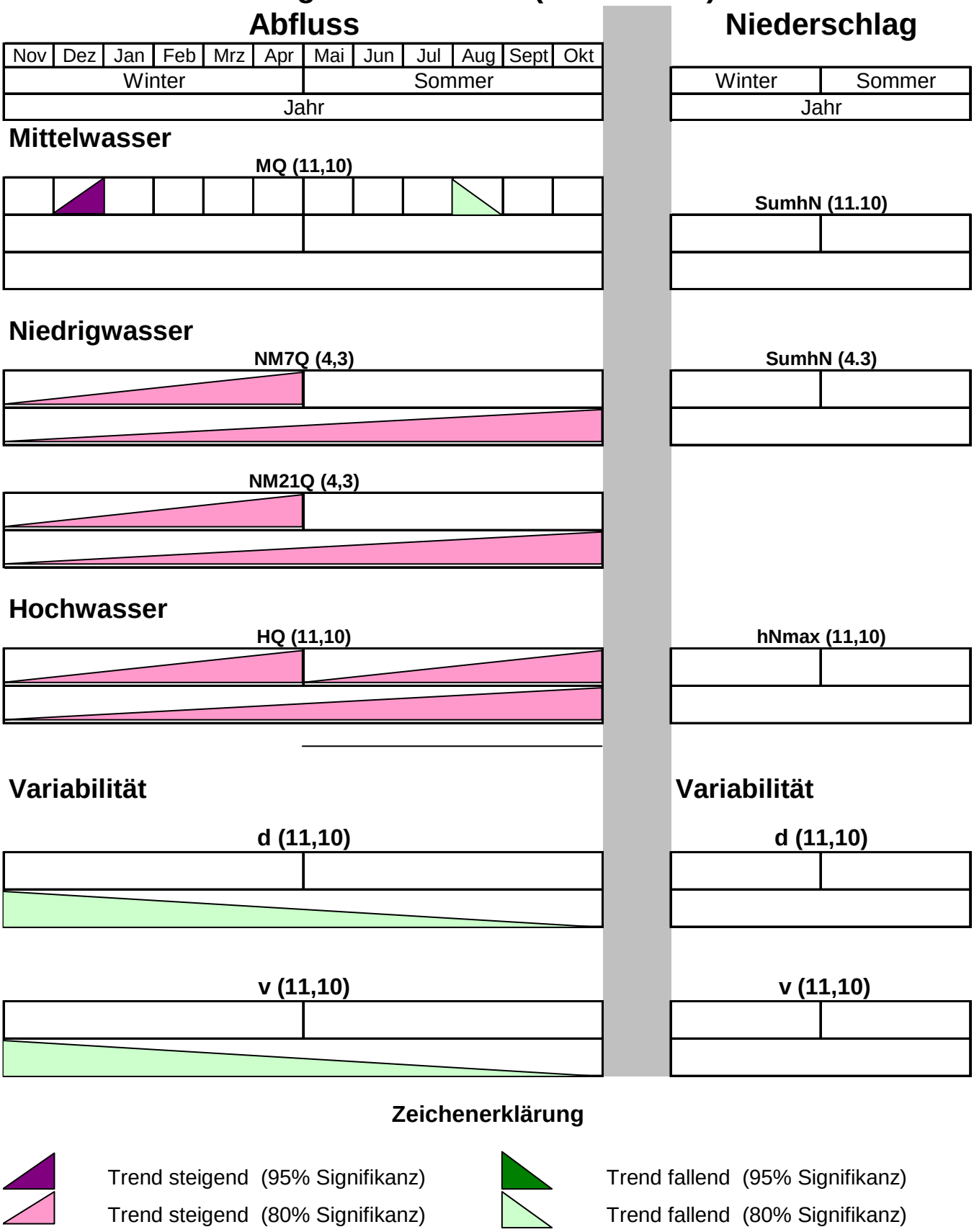
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Basel/Rhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

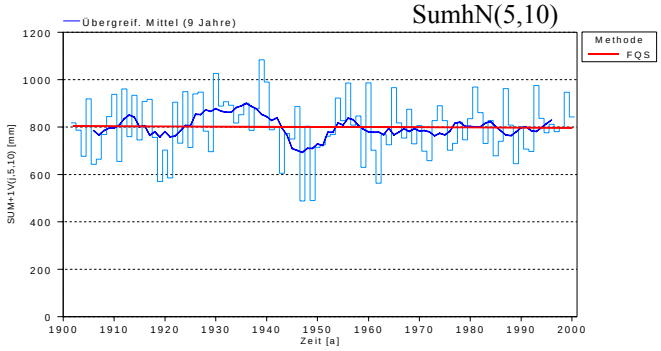
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

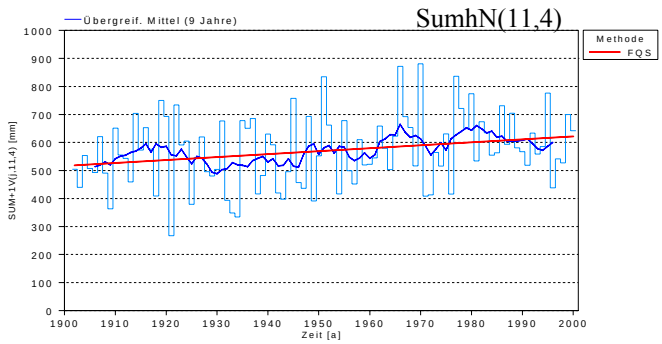
Trend fallend (80% Signifikanz)

Basel 1901-2000

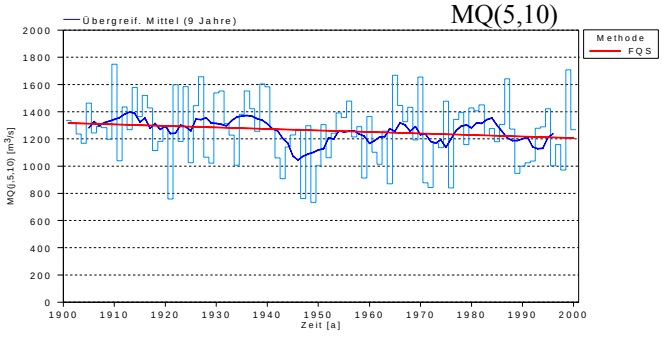
SumhN(5,10)



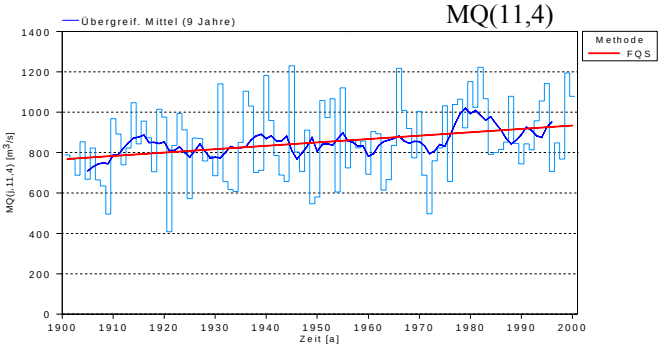
SumhN(11,4)



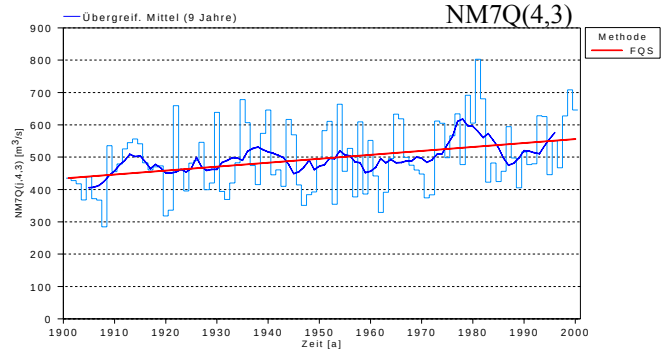
MQ(5,10)



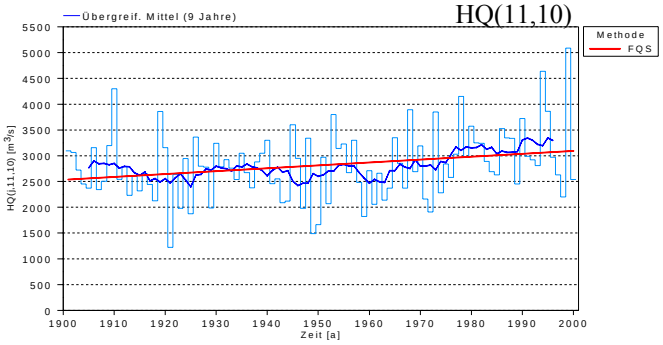
MQ(11,4)



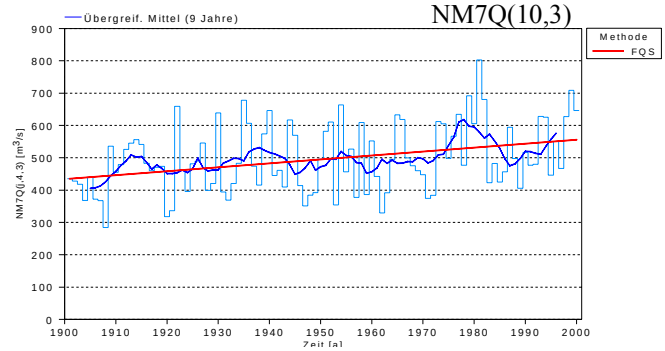
NM7Q(4,3)



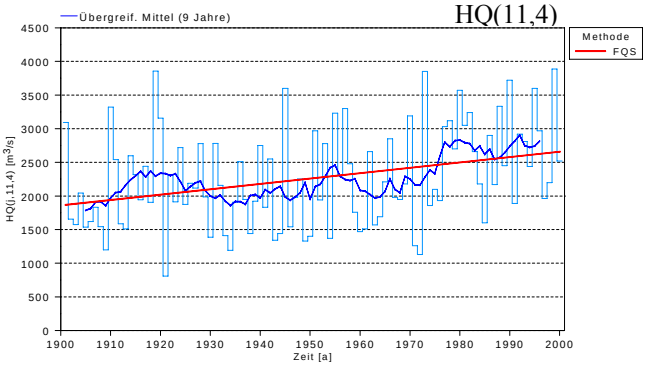
HQ(11,10)



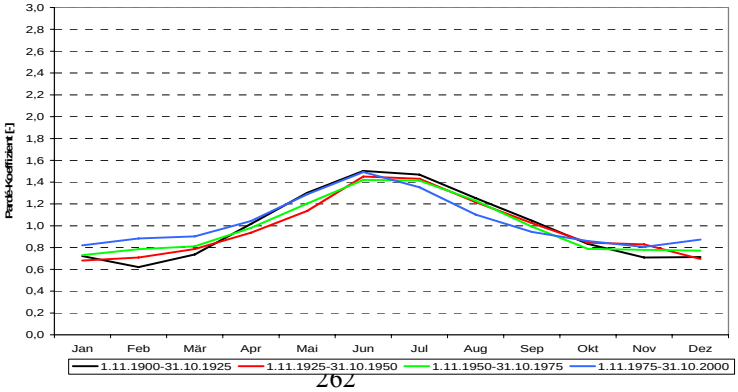
NM7Q(10,3)



HQ(11,4)

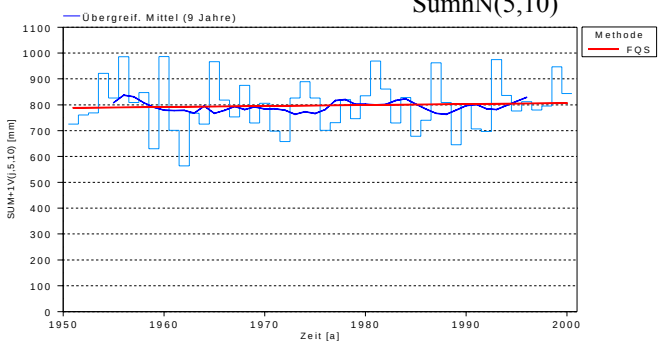


mMQ: Saisonalität nach Parde

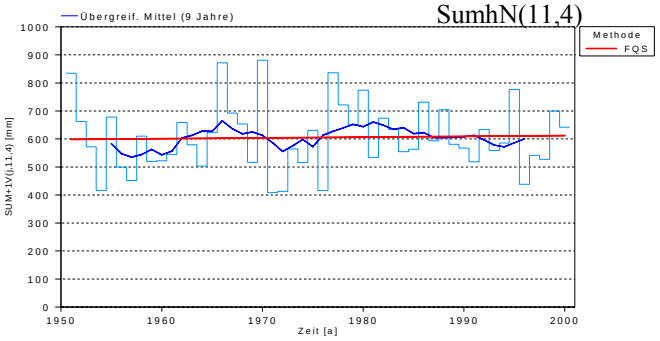


Basel 1951-2000

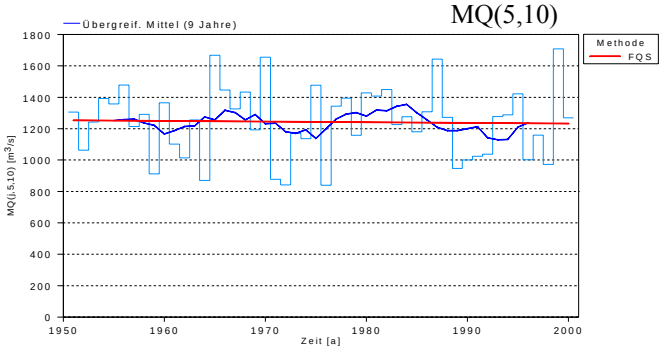
SumhN(5,10)



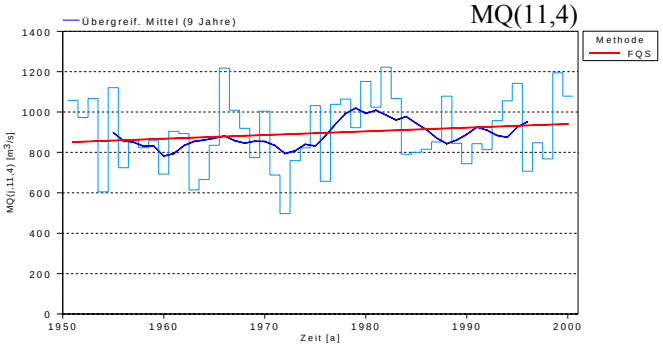
SumhN(11,4)



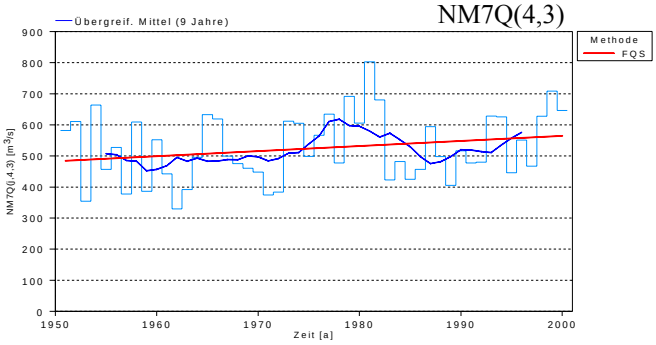
MQ(5,10)



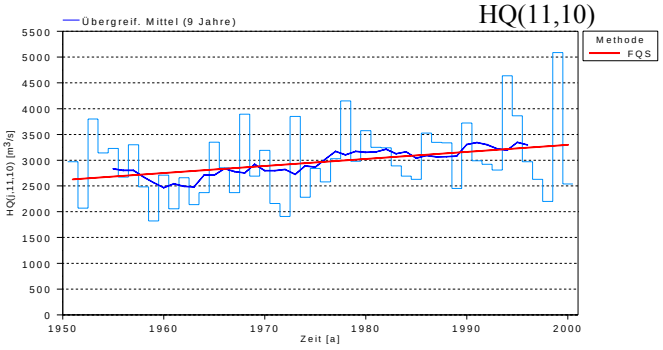
MQ(11,4)



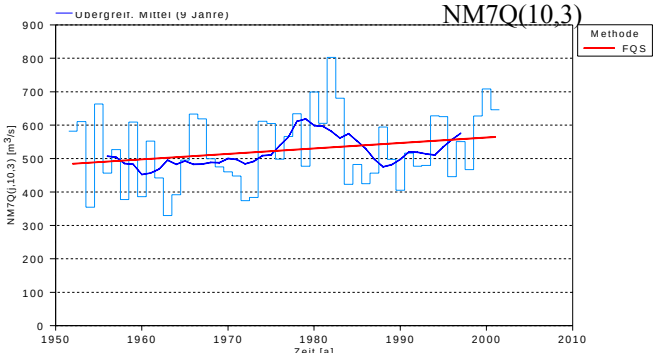
NM7Q(4,3)



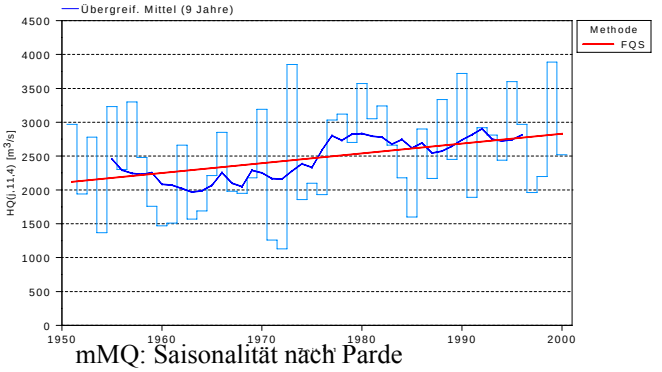
HQ(11,10)



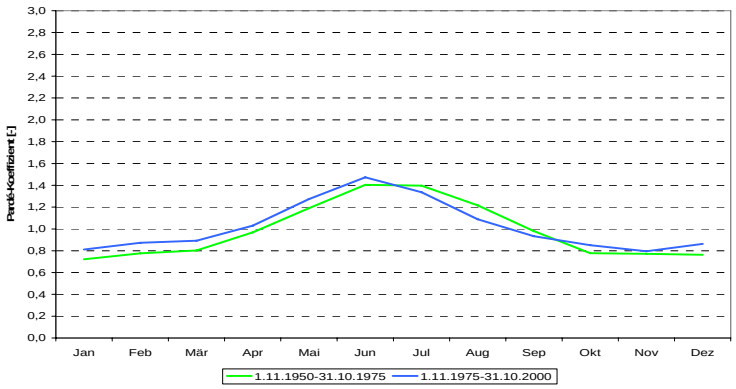
NM7Q(10,3)



HQ(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Kinziggebiet

JÖRG UWE BELZ, MARIA LARINA

Der Untersuchungsraum umfasst die Teileinzugsgebiete Schenkenzell (76 km²) und Schwaibach (954 km²).

Pegel Schenkenzell

Pegelname / Bezugszeitraum	Schenkenzell / 1951-2000
Fluss	Kinzig
Fluss-km [1])	75,610
Pegel-Höhe (NN +....m)	351,30
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	76,0
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1456
NM7Q [m³/s]	0,26
MQ [m³/s]	1,90
HQ [m³/s]	63,9
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

Pegel Schwaibach

Pegelname / Bezugszeitraum	Schwaibach / 1951-2000
Fluss	Kinzig
Fluss-km [1])	32,23
Pegel-Höhe (NN +....m)	172,63
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	954,15
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1436
NM7Q [m³/s]	1,95
MQ [m³/s]	23,4
HQ [m³/s]	767
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) oberhalb der Mündung in den Rhein
[2]) relevant nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte des Bezugszeitraums
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Die Gebietsniederschläge nehmen im Kinziggebiet insgesamt zu. Dies gilt sowohl für die Standard-Untersuchungsperiode 1951-2000 als auch für die erweiterte Periode ab 1910 bzw. 1915 und lässt sich mit Jahres- und Winterhalbjahresbezug häufig auch als Trend absichern. Die Zunahme in den Sommermonaten ist unbedeutend.
Markante Bruchpunkte, die auf eine Veränderung des grundsätzlichen Verhaltens einer Niederschlagskenngröße hinweisen, liegen in der Standarduntersuchungsreihe mehrfach in der Mitte der 70er Jahre, beim verlängerten Untersuchungszeitraum dagegen in der Mitte der 60er Jahre. Diese finden sich in ähnlicher zeitlicher Lage in vielen Abflussdatenreihen, zumal im Teileinzugsgebiet Schwaibach (s.u.).

Diese Aussagen werden zusätzlich gestützt durch die Saisonalitätsuntersuchung, wonach sich im Verlaufe des Untersuchungszeitraumes eine Regimeänderung im Hinblick auf niederschlagsärmere Sommermonate und niederschlagsreichere Wintermonate ergibt.
Insgesamt ist die zweite Jahrhunderthälfte im Kinziggebiet gegenüber früheren Zeiträumen durch eine höhere Niederschlagsvariabilität gekennzeichnet, innerhalb der Periode 1951-2000 wiederum erweist sich das letzte Vierteljahrhundert als das schwankungsärmere.
Auf dieser Basis fügt sich die Charakteristik des Niederschlagsverhaltens im Kinziggebiet gut in die des gesamten Rheingebietes nördlich der Alpen ein.

Das Abflussverhalten im Kinziggebiet, orientiert an Daten aus den Teileinzugsgebieten Schenkenzell im Oberlauf und Schwaibach im Unterlauf, ist aufgrund anthropogener Einflüsse (Talsperrenbau an der oberen Kinzig) erheblich heterogener als das Niederschlagsverhalten. Dabei zeigen die Abflüsse aus dem umfassenderen Gebiet Schwaibach deutlichen Klima- bzw. Niederschlagsabhängigkeit, wohingegen diejenigen des kleinen Teileinzugsgebiets Schenkenzell in erheblicher Weise durch Speicherbetrieb und Wasserentnahme und damit markant anthropogen beeinflusst sind.
Bei Betrachtung der mittleren Abflüsse sind die gebietsübergreifenden Ähnlichkeiten in beiden Teileinzugsgebieten

- ein über den gesamten Untersuchungsraum stabil pluvialer Grundcharakter des Abflussregimes; der Februar ist im vieljährigen Mittel der abflussstärkste Monat. Änderungen über die Zeit ergeben sich zum einen dadurch, dass sich die Schwankungsamplitude durch Verstärkung sowohl der Maxima als auch der Minima zusätzlich weitet und zum andern, dass sich das innerjährliche Minimum verschiebt: am Pegel Schenkelzell um zwei Monate zurück vom Juli in den September, am Pegel Schwaibach um einen Monat nach vorne vom September in den August;
- die Verringerung der Variabilität, d.h. Vergleichmäßigung im Abflussverhalten, wenngleich sich diese im Falle des Teileinzugsgebietes Schwaibach nur in der zweiten Jahrhunderthälfte statistisch belegen lässt.
- Bruchpunkte in den Datenreihen, gelegen zwischen 1982 und 1989 referenzieren im Falle des Pegels Schenkenzell sehr häufig, im Falle des Pegels Schwaibach nur bei den Variabilitätskenngrößen, auf die o.g. Talsperreneinrichtung mit Einstau ab dem Jahre 1982.

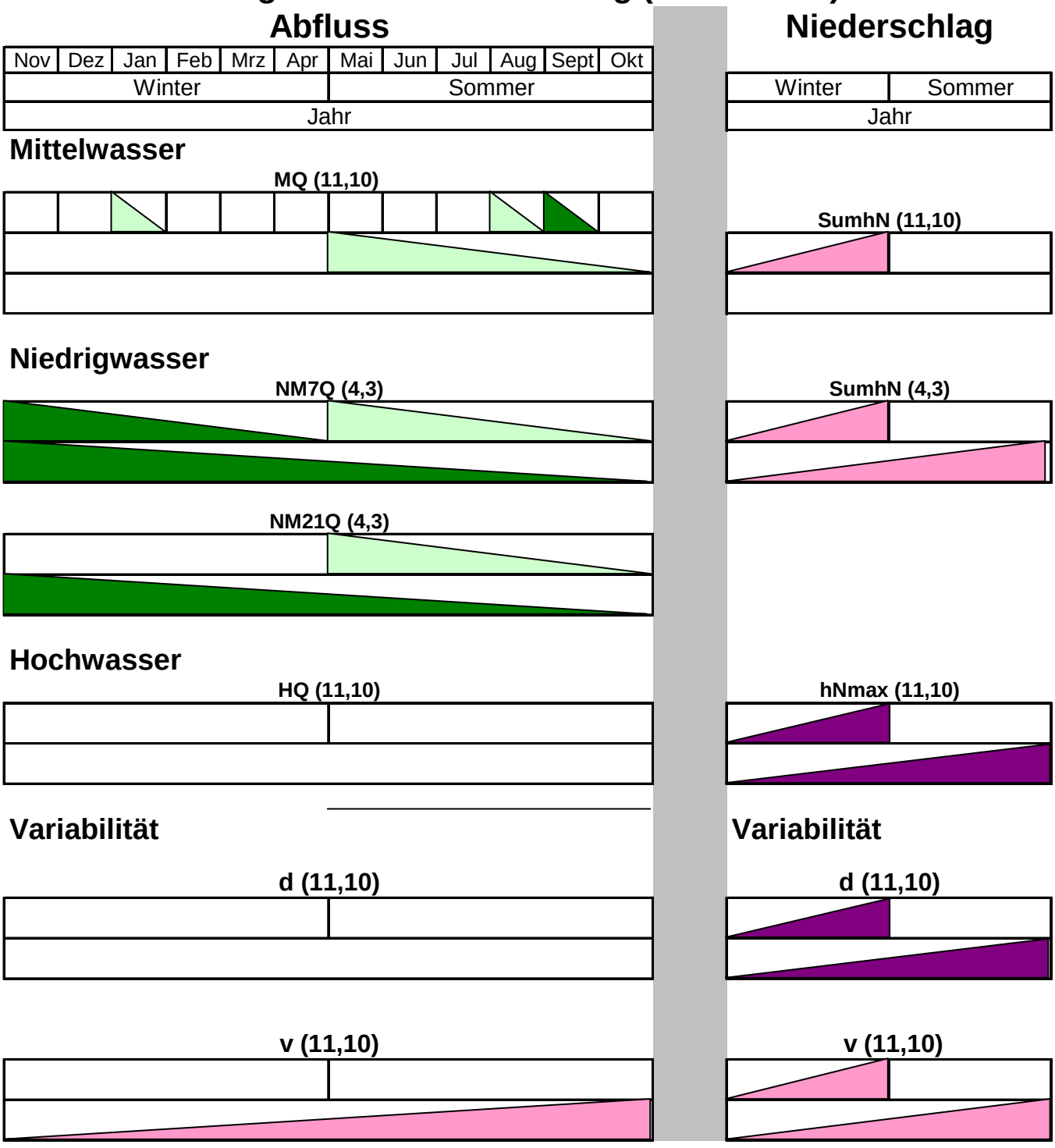
Am Pegel Schenkenzell zeigen die untersuchten MQ-Kenngrößen in der Untersuchungsperiode 1951-2000 in deutlichem Gegensatz zu den Grundcharakteristika des Niederschlagsverhaltens überwiegend fallende Tendenz, die im Sommer z.T. auch mit guter Signifikanz als Trend abgesichert werden kann. Bei Analyse des verlängerten Untersuchungszeitraums 1910-2000 bestätigen sich diese Resultate bei etwas abgeschwächter Signifikanz. Bruchpunkte treten in beiden Untersuchungsperioden gehäuft Mitte/Ende der 80er Jahre auf.
Als prägender Einfluss auf MQ der oberen Kinzig ist anhand der vorliegenden Ergebnisse die Inbetriebnahme der Talsperre „Kleine Kinzig“ zu werten, wodurch in der Mitte der 80er Jahre zunächst Abflussverluste zur Speicherraumfüllung entstanden. In den nachfolgenden Jahren sind kontinuierliche Abflussminderungen nachweisbar: das Resultat fortlaufender Wasserentnahmen zu Trinkwasserzwecken. Die Verluste fallen angesichts der geringen Wasserführung der oberen Kinzig proportional besonders ins Gewicht.
An der unteren Kinzig am Pegel Schwaibach zeigen die untersuchten MQ-Kenngrößen, korrespondierend mit den im Teileinzugsgebiet zunehmenden Niederschlägen, bei Jahres- und Winterhalbjahresbezug Anstiegstendenzen, die jedoch nur auf Monatsbasis z.T. trendgesichert werden können. In den Sommerhalbjahren besteht fallende Tendenz. Auch die Untersuchung der Wasserbilanz zeigt die o.g. Zunahme bei Niederschlag und Abfluss sowie der verdunstungsgeprägten Unterschiedsgröße im Winter und Minderungen im Sommer. Insgesamt belegt die Untersuchung der MQ-Größen im Teileinzugsgebiet Schwaibach den überwiegenden

Klimaeinfluss auf das Abflussverhalten. Der im Oberlauf der Kinzig vorhandene Talsperreneinfluss tritt demgegenüber in den Hintergrund.

Bei der Niedrigwasseruntersuchung weist das Einzugsgebiet bis Schenkenzell mit seinen größtenteils hochsignifikant fallenden NQ–Kennwertserien und zeitlich klar zuzuordnenden Bruchpunkten deutlich den o.g. Talsperreneinfluss auf. Darüber hinaus sind einige hier identifizierte Bruchpunkte zu Mitte der 60er Jahre durchaus als Signale von Klimaänderungen zu erkennen, die Steuerungsfunktion des Faktors Klima wird jedoch am Pegel Schenkenzell durch den Speicherbau entscheidend überprägt. Auf die untersuchten Niedrigwasserkennwerte ist im Einzugsgebiet Schwaibach der noch an der oberen Kinzig prägende anthropogene Einfluss der Talsperre „Kleine Kinzig“ auf Niedrigwasserkennwerte statistisch nicht mehr nachzuweisen. Deutlicher abflussprägende Wirkung, allerdings nur mittelbar anthropogenem Einfluss zuzurechnen, haben klimatische Änderungen sowohl auf das (ansteigende) Trendverhalten als auch auf vorhandene Bruchpunkte in den Datenreihen.

Die Hochwasser-Kennwertserien (HQ-Scheitel) weisen an den Pegeln Schenkenzell und Schwaibach stets nur ungesicherte, überwiegend aufstrebende Tendenzen auf. Vor dem Hintergrund der im gesamten Einzugsgebiet der Kinzig Schenkenzell trendgesichert stark ansteigenden Niederschläge v.a. im Winterhalbjahr ergibt sich hieraus eine Diskrepanz, welche nicht das Grundmuster, wohl aber die Intensität der Änderung betrifft. Es kann hieraus gefolgert werden, dass sich der Faktor Klima bei der Hochwasserdynamik auch an der oberen Kinzig die prägende Einflussgröße ist. Dabei zeigt der Umstand, dass die Scheitelanstiege über die Zeit stets nur mit ungesicherte Tendenz vonstatten gehen, den abmildernden, aber Hochwasser nicht gänzlich eliminierenden Effekt der auch zu Hochwasserschutzzwecken gebauten Talsperre „Kleine Kinzig“.

Pegel Schenkenzell/Kinzig (1910 - 2000)



Zeichenerklärung

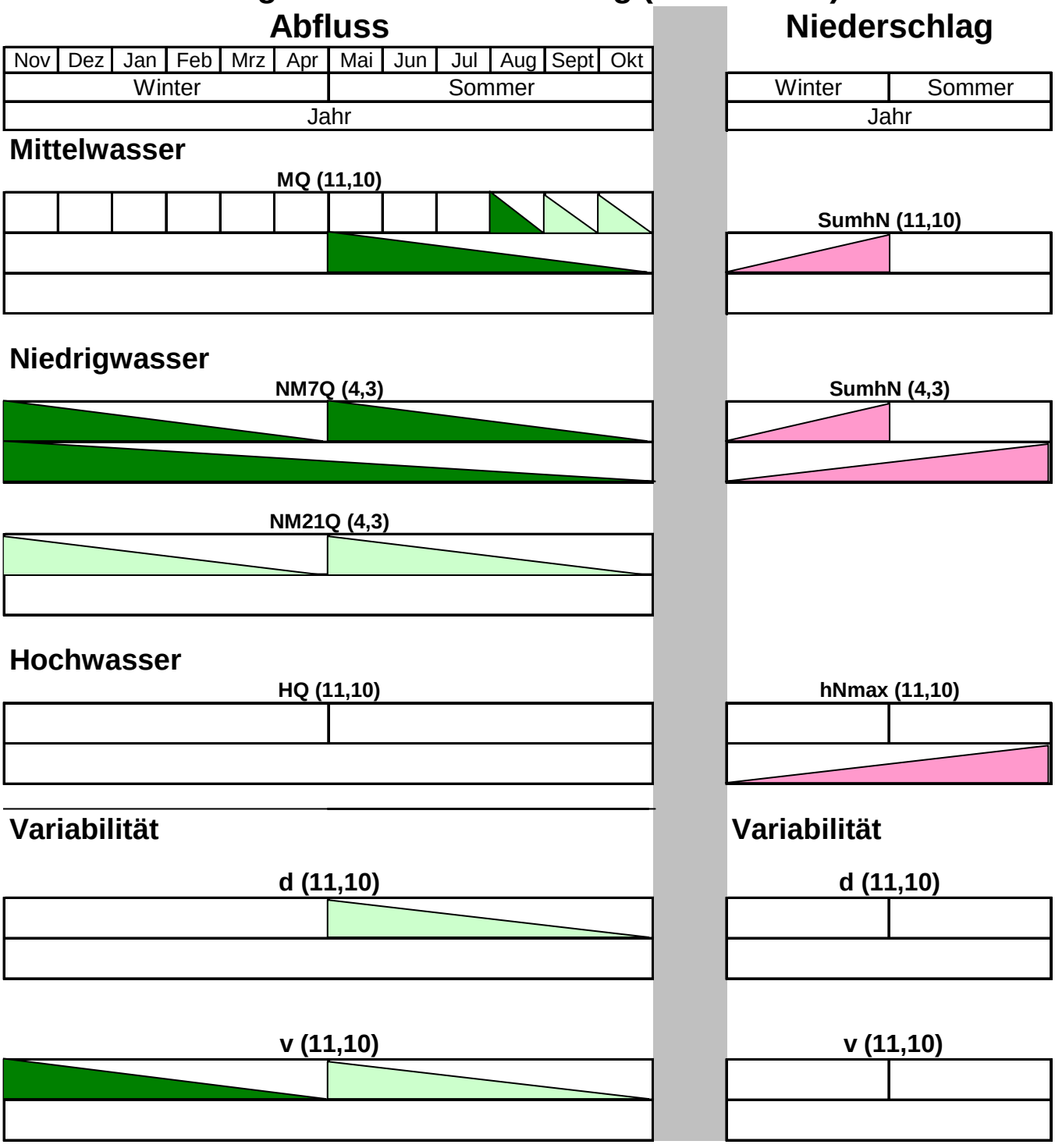
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Schenkenzell/Kinzig (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

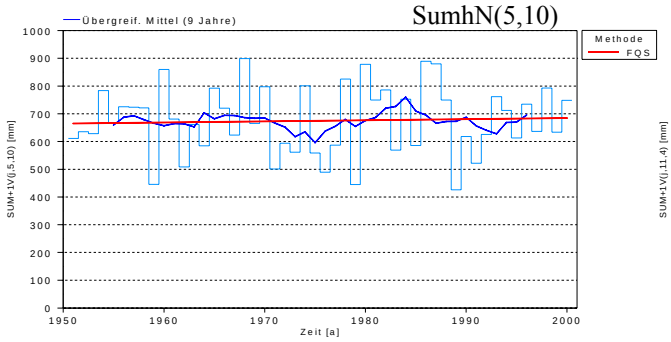
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

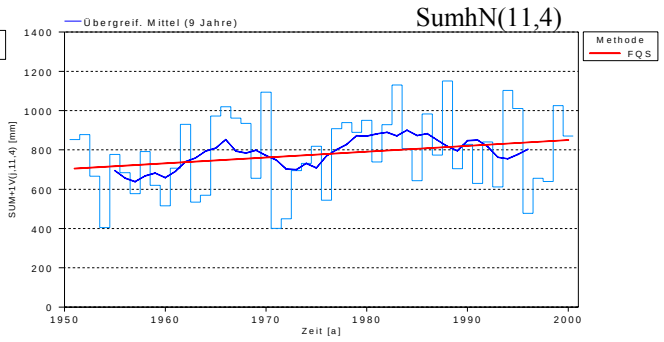
Trend fallend (80% Signifikanz)

Schenkenzell 1951-2000

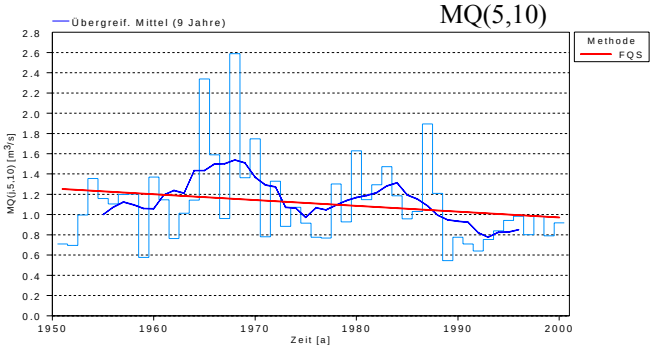
SumhN(5,10)



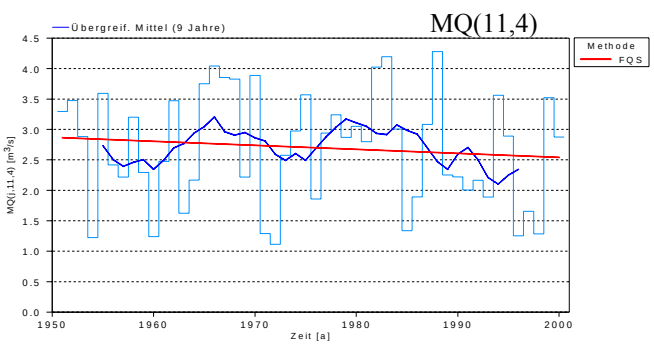
SumhN(11,4)



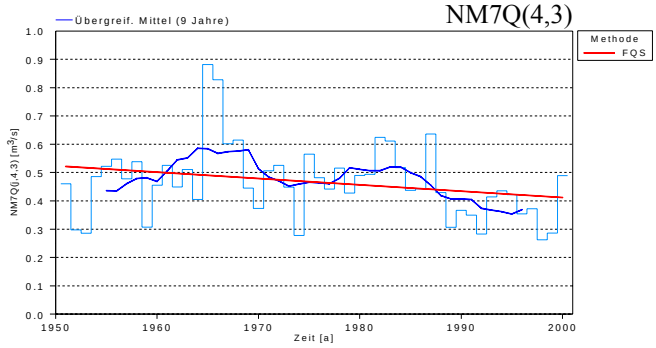
MQ(5,10)



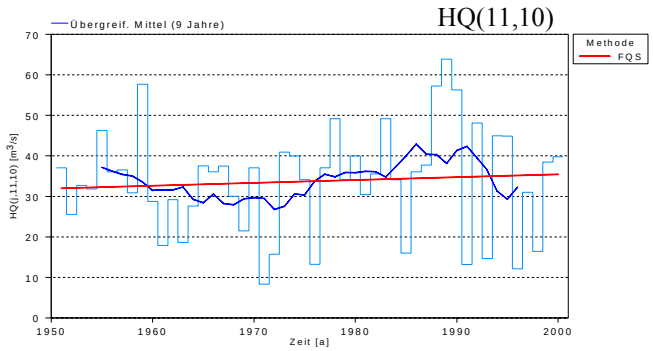
MQ(11,4)



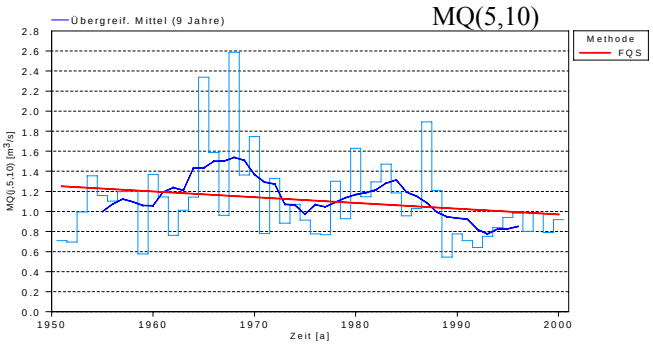
NM7Q(4,3)



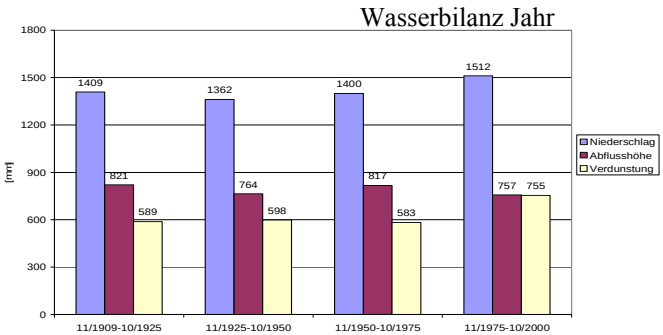
HQ(11,10)



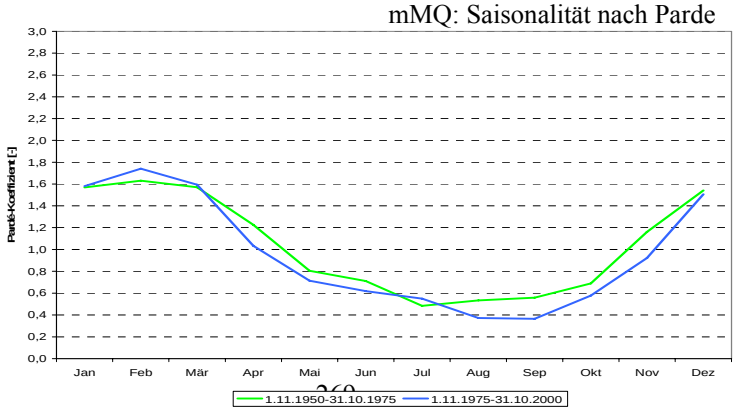
MQ(5,10)



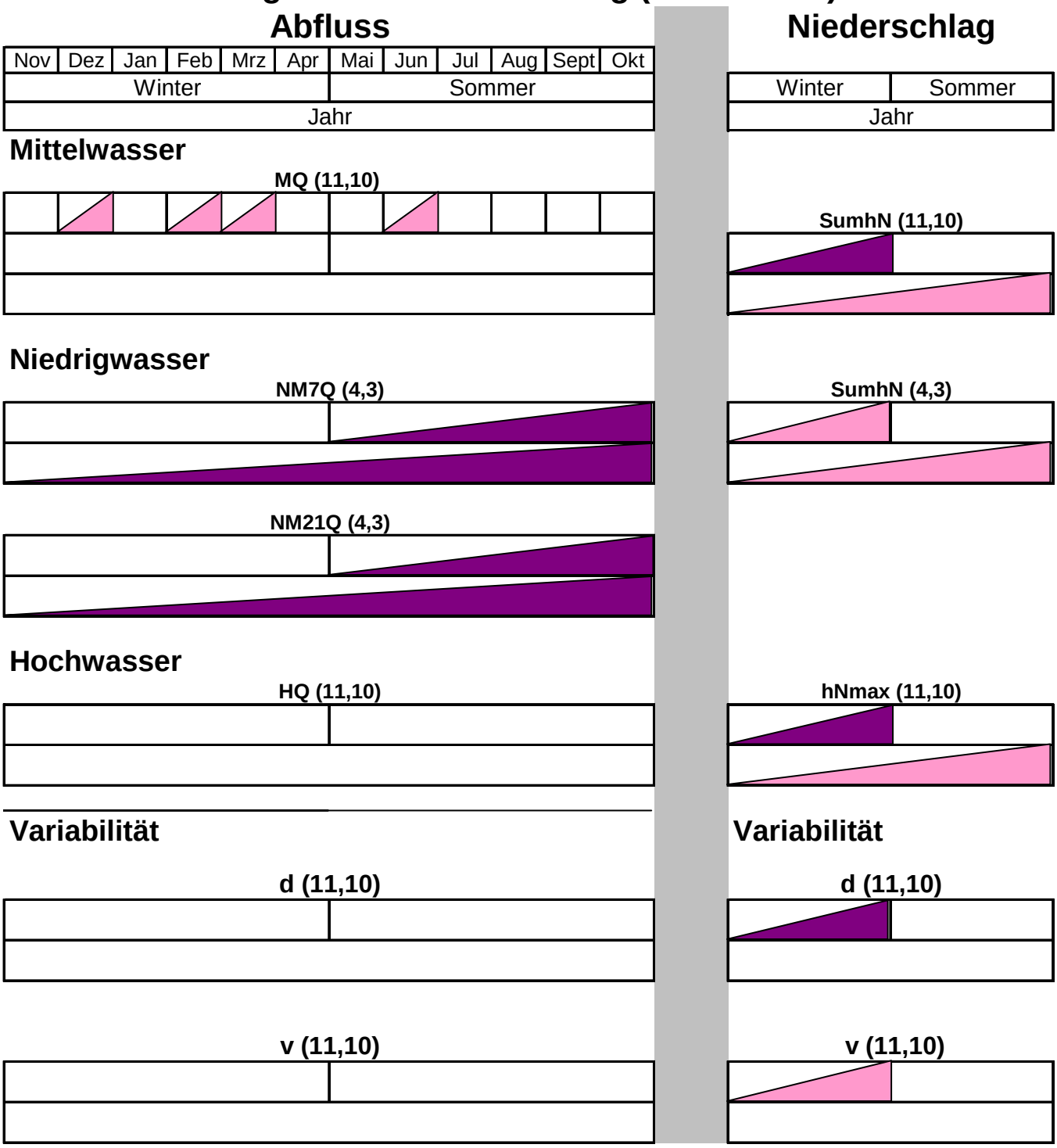
Wasserbilanz Jahr



mMQ: Saisonalität nach Pardé



PegelSchwaibach / Kinzig (1915 - 2000)



Zeichenerklärung

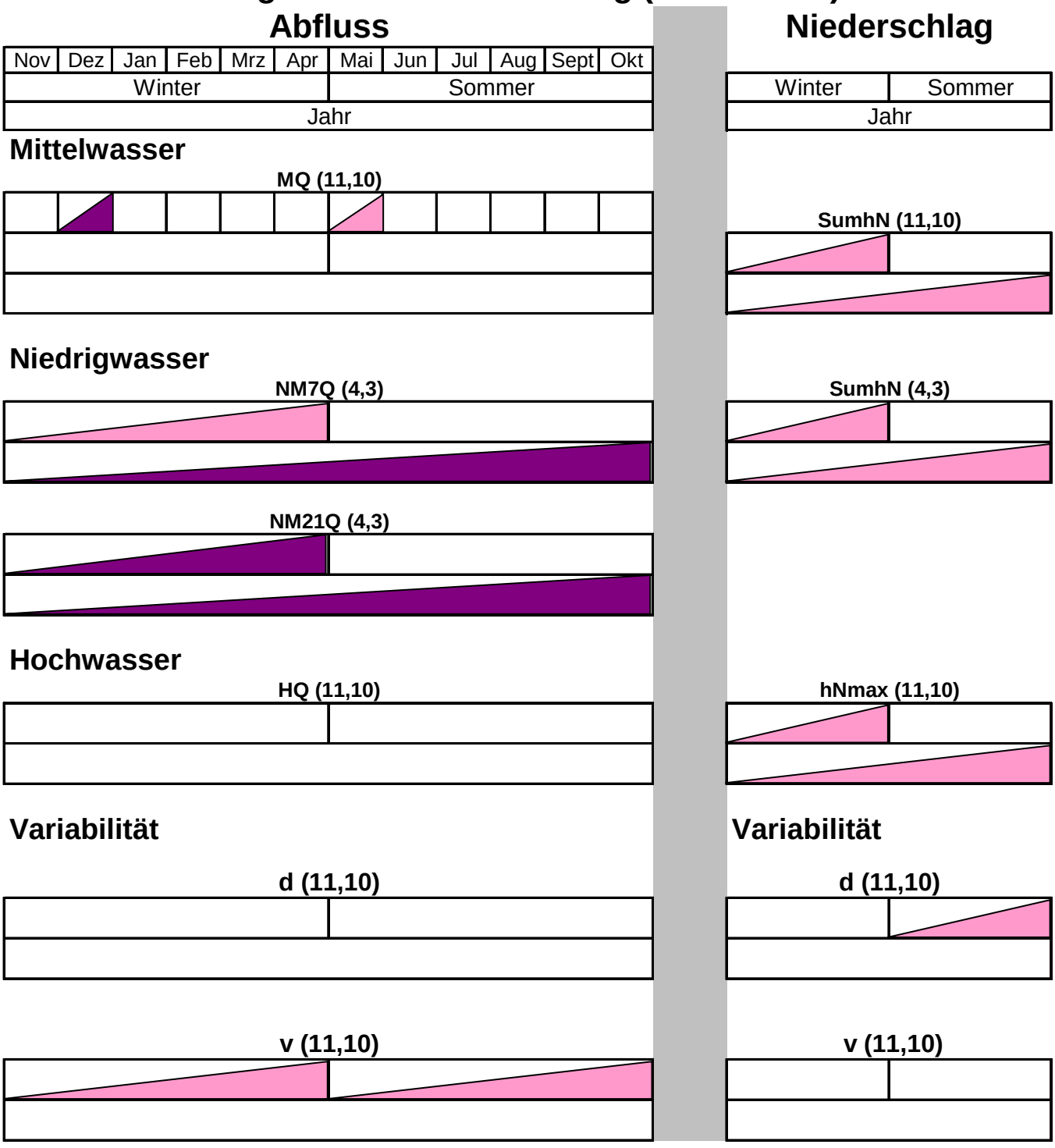
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Schwaibach / Kinzig (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

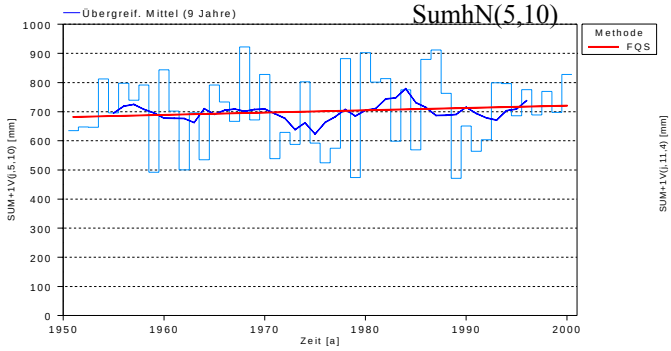
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

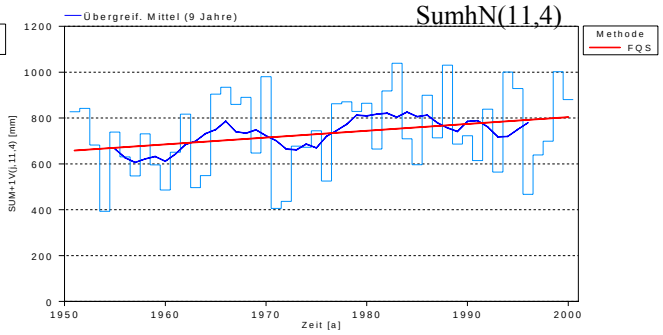
Trend fallend (80% Signifikanz)

Schwaibach 1951-2000

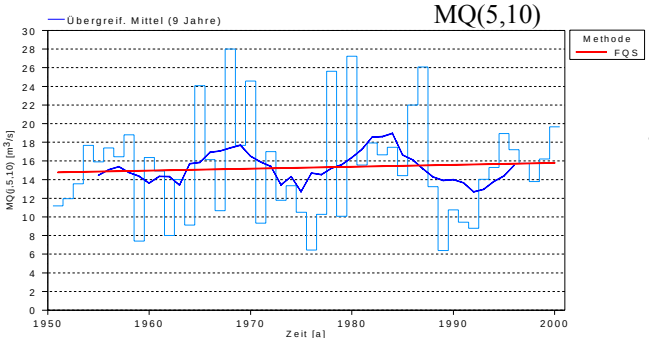
SumhN(5,10)



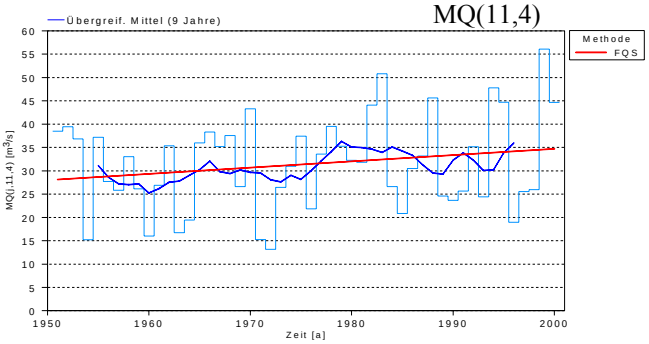
SumhN(11,4)



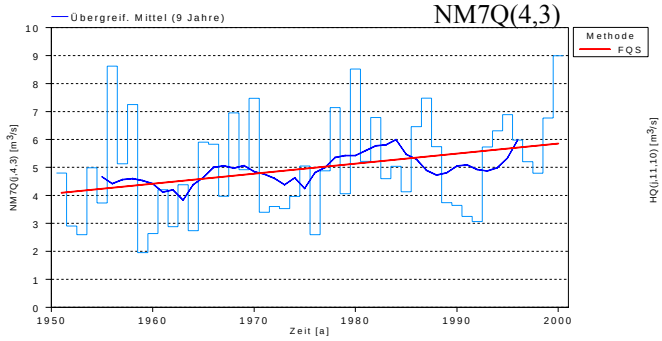
MQ(5,10)



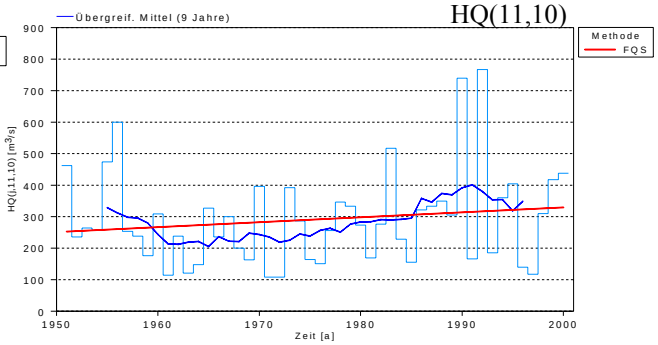
MQ(11,4)



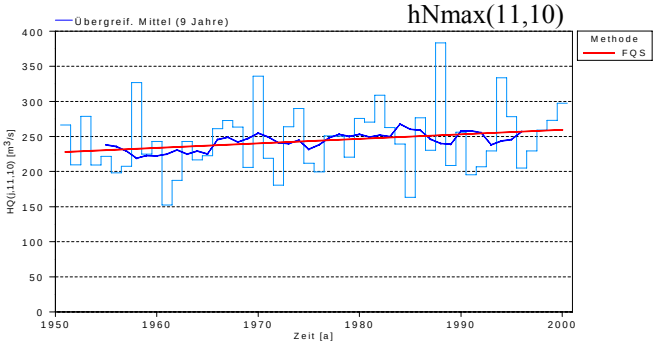
NM7Q(4,3)



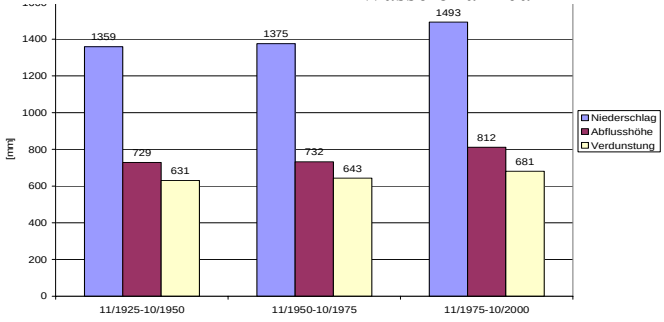
HQ(11,10)



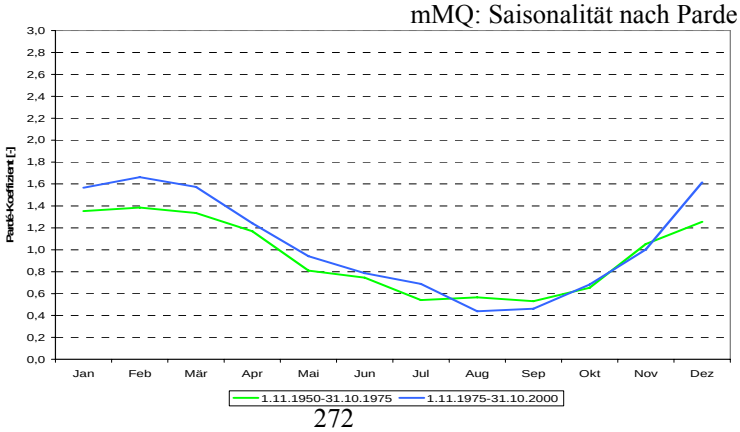
hNmax(11,10)



Wasserbilanz Jahr



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Rotenfels / Murg

JÖRG UWE BELZ, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Rotenfels / 1951-2000
Fluss	Murg
Fluss-km [1])	17,000 km
Pegel-Höhe (NN +....m)	130,54
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	466,0
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1643
NM7Q [m³/s]	2,30
MQ [m³/s]	15,7
HQ [m³/s]	526
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) oberhalb der Mündung in den Rhein

[2]) relevant nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel

[3]) Mittel des Jahreswerte des Bezugszeitraums

[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Die Analyse der Gebietsniederschläge zeigt, dass diese im Einzugsgebiet der Murg bis Rotenfels insgesamt zunehmen. Dies gilt sowohl für die Standard-Untersuchungsperiode 1951-2000 als auch für die erweiterte Periode ab 1917 und lässt sich mit Jahres- und Winterhalbjahresbezug häufig auch als Trend absichern. Die Zunahme in den Sommermonaten ist unbedeutend.
Identifizierte Bruchpunkte in den Datenreihen deuten auf eine Veränderung des grundsätzlichen Verhaltens einer Niederschlagskenngröße hin. Eng korrespondierend mit den in der Klimasynopse für das Rheingebiet (vgl. Kap. 5.1 des Berichts) festgestellten Änderungszeitpunkten des Großwetterlagenauftretens, liegen derartige Bruchpunkte in der Standarduntersuchungsreihe mehrfach in der Mitte der 70er Jahre, beim verlängerten Untersuchungszeitraum dagegen in der Mitte der 60er Jahre.
Diese Aussagen werden zusätzlich gestützt durch die Saisonalitätsuntersuchung, wonach sich im Verlaufe des Untersuchungszeitraumes eine Regimeänderung im Hinblick auf niederschlagsärmere Sommermonate und niederschlagsreichere Wintermonate ergibt.
Insgesamt ist die zweite Jahrhunderthälfte im Murggebiet gegenüber früheren Zeiträumen durch eine höhere Niederschlagsvariabilität gekennzeichnet, innerhalb der Periode 1951-2000 wiederum erweist sich das letzte Vierteljahrhundert als das schwankungsärmere.
Auf dieser Basis fügt sich die Charakteristik des Niederschlagsverhaltens im Murggebiet gut in die des gesamten Rheingebietes nördlich der Alpen ein.

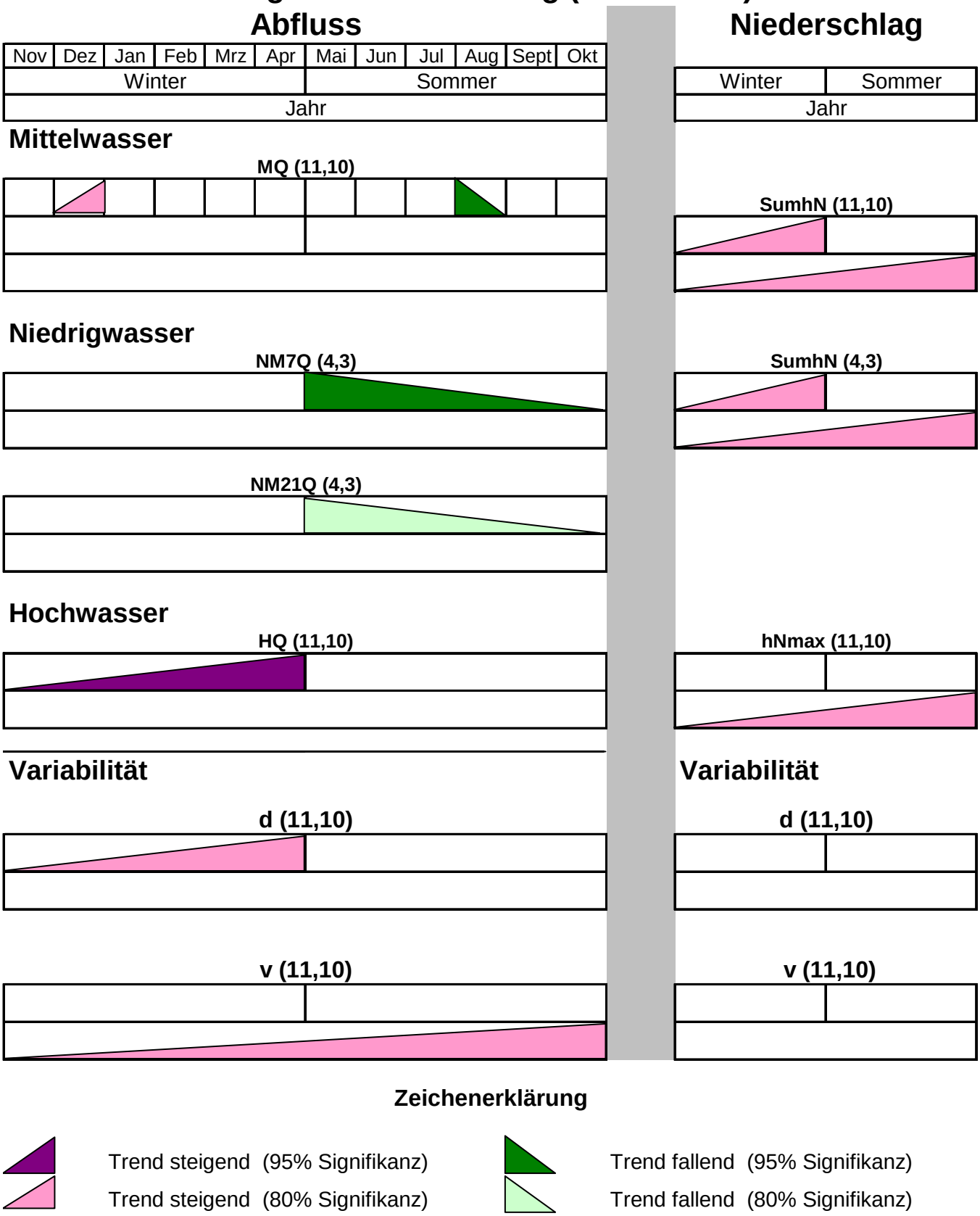
Die MQ-Verhältnisse am Pegel Rotenfels spiegeln im wesentlichen die Grundcharakteristika des Niederschlagsverhaltens wider. Die untersuchten MQ-Kenngrößen in der Untersuchungsperiode 1951-2000 zeigen überwiegend steigende Tendenz, die in Einzelmonaten des Sommerhalbjahres z.T. auch signifikant als Trend abgesichert werden kann. Bruchpunkte sind selten und liegen zu Beginn der 70er Jahre, dies korrespondiert im übrigen mit den Ergebnissen, z.B. für MQ_{Dez} in der Region (z.B. Schwaibach).
Die MQ-Variabilität steigt an.
Der pluviale, durch Schneedeckenretention leicht beeinflusste Grundcharakter des Abflussregimes der Murg bleibt erhalten: Die Diagramme zeigen stets eingipfeligen Kurvenverlauf mit großer Spannweite der Abflusskoeffizienten-Extreme und breitem winterlichen Abflussmaximum. Die Peaks verschieben sich jedoch vom April in den März, das Minimum wird vom

September in den August vorverlegt. Dabei weitet sich rezent die Schwankungsamplitude durch Verstärkung sowohl der Maxima als auch der Minima.
Hinweise auf anthropogene Beeinflussung der MQ-Reihen ergeben sich daraus, dass sich die Abflüsse nicht in einem dem gefallenen Niederschlag entsprechenden Verhältnis entwickeln. Da die Verdunstung als gegensteuernde Größe nicht in Frage kommt, müssen andere (anthropogene) Einflüsse wirksam werden. Ohne dass hier eine Quantifizierung möglich ist, kommt dafür z.B. wasserverbrauchsintensive Industrie im Murggebiet in Frage.

In ähnlicher Weise können die trendgesichert sinkenden, also sich verschärfenden Niedrigwasserextreme im Zeitraum 1951-2000 durch die nur sehr undeutlich fallende Tendenz der Sommerniederschläge allein nicht erklärt werden, auch die festgestellten Bruchpunkte stehen auf Basis der vorliegenden Informationen ohne Erklärungsansatz da.
Ähnlich wie bei der MQ-Analyse kann allerdings ein anthropogener Einfluss (z.B. Industrie) mit der Verschärfung der Niedrigwasserextreme in der Murg in Verbindung gebracht werden, wenngleich quantifizierende Belege hierfür fehlen.

Hochwasserereignisse weisen im Einzugsgebiet Rotenfels bezüglich Scheitelhöhe bei der Winterhalbjahresserie gut abgesicherten Trend auf. Gleichzeitig steigen die Niederschläge v.a. im Winterhalbjahr stark und signifikant trendgesichert an. Dieses deutet im Verein mit den ebenfalls in den Niederschlagsserien zu dieser Zeit liegenden Bruchpunkten in der 2. Hälfte der 70er Jahre auf einen unmittelbaren Klimaeinfluss auf das Hochwassergeschehen hin.
Darüber hinausgehend ist ein anthropogener Einfluss auf HQ–Extreme nicht nachzuweisen.

Pegel Rotenfels / Murg (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

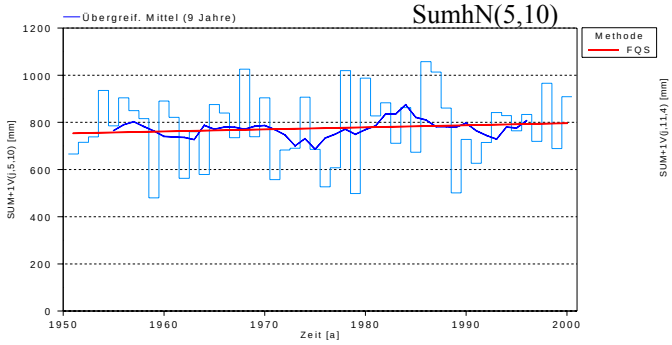
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

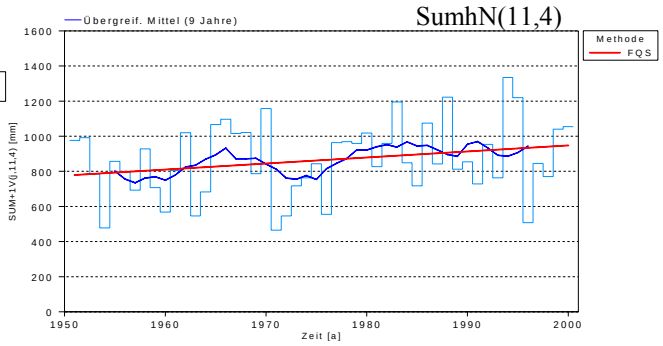
Trend fallend (80% Signifikanz)

Rotenfels 1951-2000

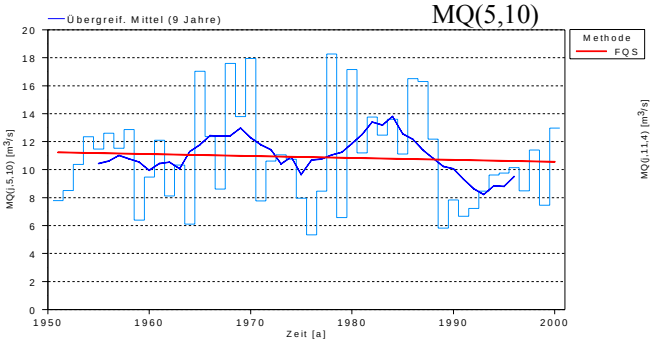
SumhN(5,10)



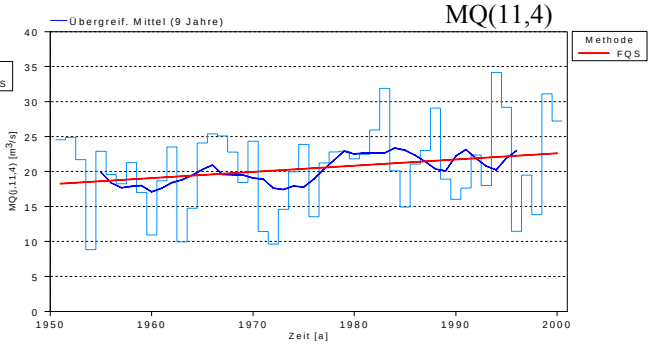
SumhN(11,4)



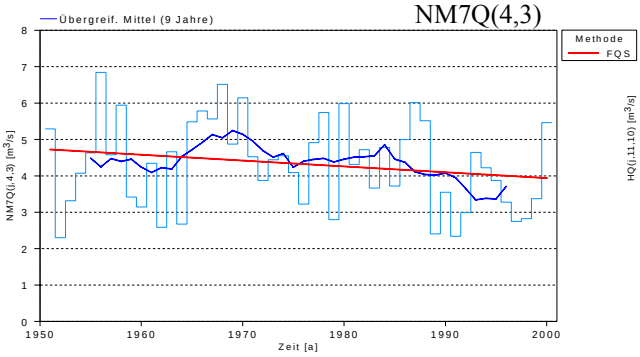
MQ(5,10)



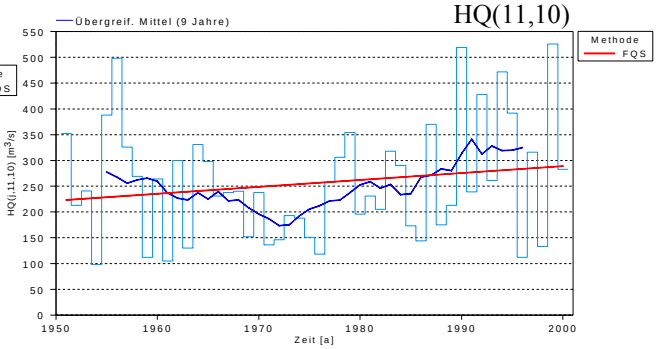
MQ(11,4)



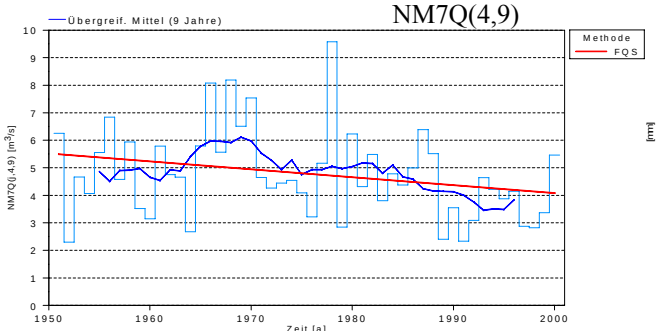
NM7Q(4,3)



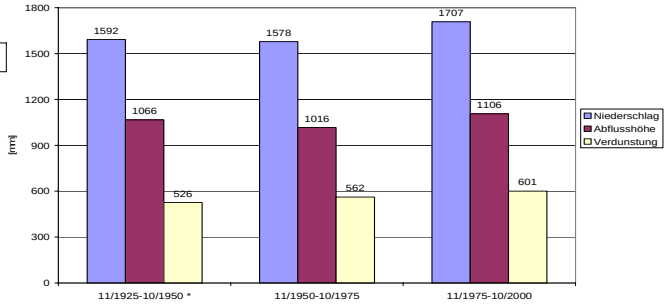
HQ(11,10)



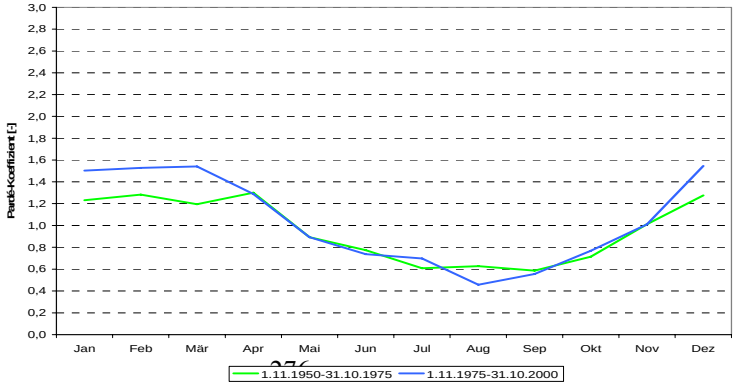
NM7Q(4,9)



Wasserbilanz Jahr



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Maxau/Rhein

ANDREAS MEUSER

Pegelname / Bezugszeitraum	Maxau / (1901-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	362,3
Pegel-Höhe (NN +....m)	97,76
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	50196
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	1
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1269
NM7Q [m³/s]	353
MQ [m³/s]	1250
HQ [m³/s]	4540
Abflussregime-Typ [4])	Schnee-Übergangstyp

[1]) unterhalb der Rheinbrücke Konstanz

[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel

[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode

[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Maxau liegt 362,33 km unterhalb der Rheinbrücke Konstanz auf 97,79 m ü. NN. Das Einzugsgebiet des Rheins bis umfasst bis zum Pegel Maxau 50196 km². Pegelaufzeichnungen existieren seit 1815. Das Teileinzugsgebiet von Basel bis zum Pegel Maxau ist dem südlichen Oberrhein zu zuordnen. Es beträgt 14267 km².

In diesem Rheinabschnitt von Basel bis Maxau wurden in den letzten 200 Jahren größere flussbauliche Maßnahmen durchgeführt. Mit der Rheinkorrektion wurde ein einheitlicher gestreckter Verlauf des Rheins bewirkt. Diese Maßnahmen hatten weiträumige Grundwasserabsenkungen zur Folge, zu negativen Auswirkungen auf den Hochwasserablauf kam es nicht. Auf Drängen der großen Rheinanliegerstädte im Jahr 1907 wurde eine Niedrigwasserregulierung mittels Buhnen vorgenommen. Die Arbeiten wurden bis Mitte der 30er Jahre des vorigen Jahrhunderts abgeschlossen. Als dritte Epoche der großen wasserbaulichen Maßnahmen am Oberrhein ist der Oberrheinausbau mit Staustufen zwischen 1955 und 1977 zu nennen. Durch den Oberrheinausbau ist eine Verschärfung der Hochwassersituation eingetreten. Von den daraufhin geplanten Hochwasserrückhaltemaßnahmen mit einem Rückhaltevolumen von knapp 290 Mio. m³ (allerdings bis zum Pegel Worms) ist derzeit knapp die Hälfte einsatzbereit.

Die Auswertung der Trenduntersuchungen (LR und KR) zeigt, dass die Gebietsniederschläge für das gesamte Einzugsgebiet des Pegels Maxau eher zunehmen. Statistisch abgesichert ist dies für die Niederschlagssummen der Winterhalbjahre und Jahresserien. Die maximalen Monatsniederschläge weisen nur für das Winterhalbjahr (LR) einen abgesicherten steigenden Trend auf.

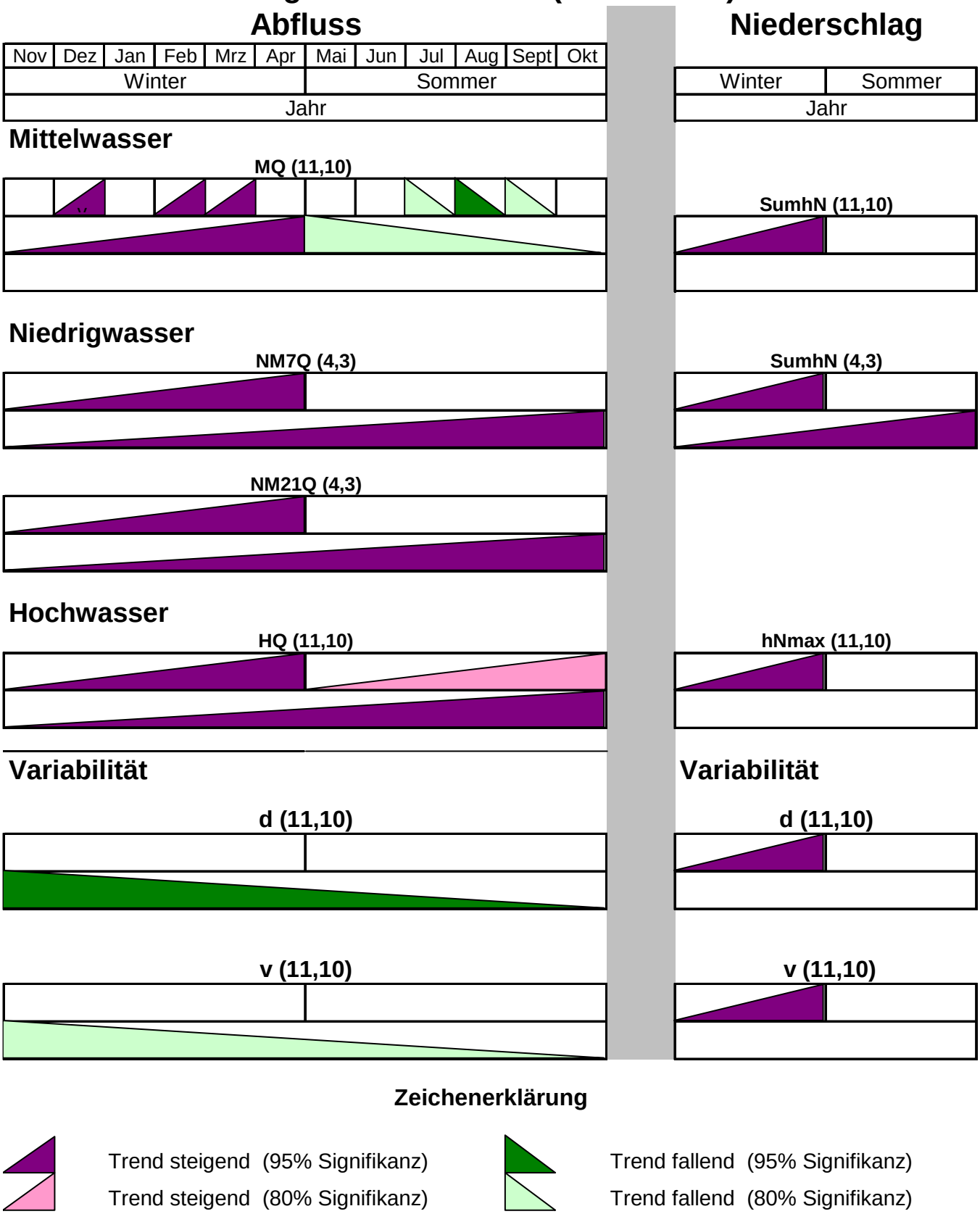
Für die mittleren Abflüsse am Pegel Maxau ist ein gesicherter Anstieg für die Monate Dezember, Februar (nur LR) und März (nur LR) nachweisbar, insgesamt auch für das Winterhalbjahr. Eine tendenzielle Abnahme der Abflüsse ist für die Sommerabflüsse zu verzeichnen. Dies gilt insbesondere für den Juli und September. Die mittleren Abflüsse für den August

nehmen auf dem 95%-Niveau gesichert ab (KR 80 % - Niveau)**.** Das Abflussregime des Rheins am Pegel Maxau weist Ähnlichkeiten zu dem des Pegels Basel auf. Das Abflussregime ist nach Pardé als „Komplexes Regime 2. Grades“ anzusprechen und stellt für den Pegel Maxau einen Schnee-Übergangstyp dar.

Die Kennwertserien für die Niedrigwasserverhältnisse für den Pegel Maxau zeigen für den Bezugszeitraum 1901 bis 2000 sowohl für die NM7Q und NM21Q für das Jahr als auch für das Winterhalbjahr statistisch abgesichert ansteigende Werte, während für das Sommerhalbjahr eher eine Entwicklung zu abnehmenden Werten zu verzeichnen ist, ohne jedoch statistisch abgesichert zu sein. Die Entwicklung für den Bezugszeitraum 1951 – 2000 gleicht bei NM21Q der 100-jährigen Reihe. Für NM7Q ist zwar ein ebenfalls ein Ansteigen festzustellen, allerdings mit einer schwächeren statistischen Absicherung. Im Sommerhalbjahr gleicht die kurze Reihe der langen Reihe.

Statistisch ist die Veränderung der Hochwasserscheitelabflüsse am Pegel Maxau fast identisch mit den Ergebnissen des Pegels Basel. So nehmen die Scheitelabflüsse der 100-jährigen Reihe des Rheins am Pegel Maxau für die Jahres- und Winterserie statistisch auf dem 95% - Niveau abgesichert zu, im Sommer auf dem 80% - Niveau. Für die Reihe ab 1951 ist die Zunahme nur auf dem 80% - Niveau gesichert. Sprünge werden Mitte der 70er Jahre ausgewiesen, für die Sommerereignisse auch Mitte der 60er Jahre. Ab Anfang bis Mitte der 70er Jahre ist ein Anstieg der Hochwasserscheitel in Maxau im Vergleich mit dem Pegel Basel zu sehen (Jahreshöchstwerte). Eine ähnliche Tendenz ist auch bei den Sommerwerten, weniger bei den Winterwerten im Vergleich der gleitenden Mittel ersichtlich. Es scheint, dass der Einfluss des Oberrheinausbaus für die Masse der Hochwasser von einem generellen Anstieg der Hochwasserscheitel überlagert wird. Dies muss jedoch nicht für größere Hochwasser gelten.

Pegel Maxau / Rhein (1901 - 2000)



Zeichenerklärung

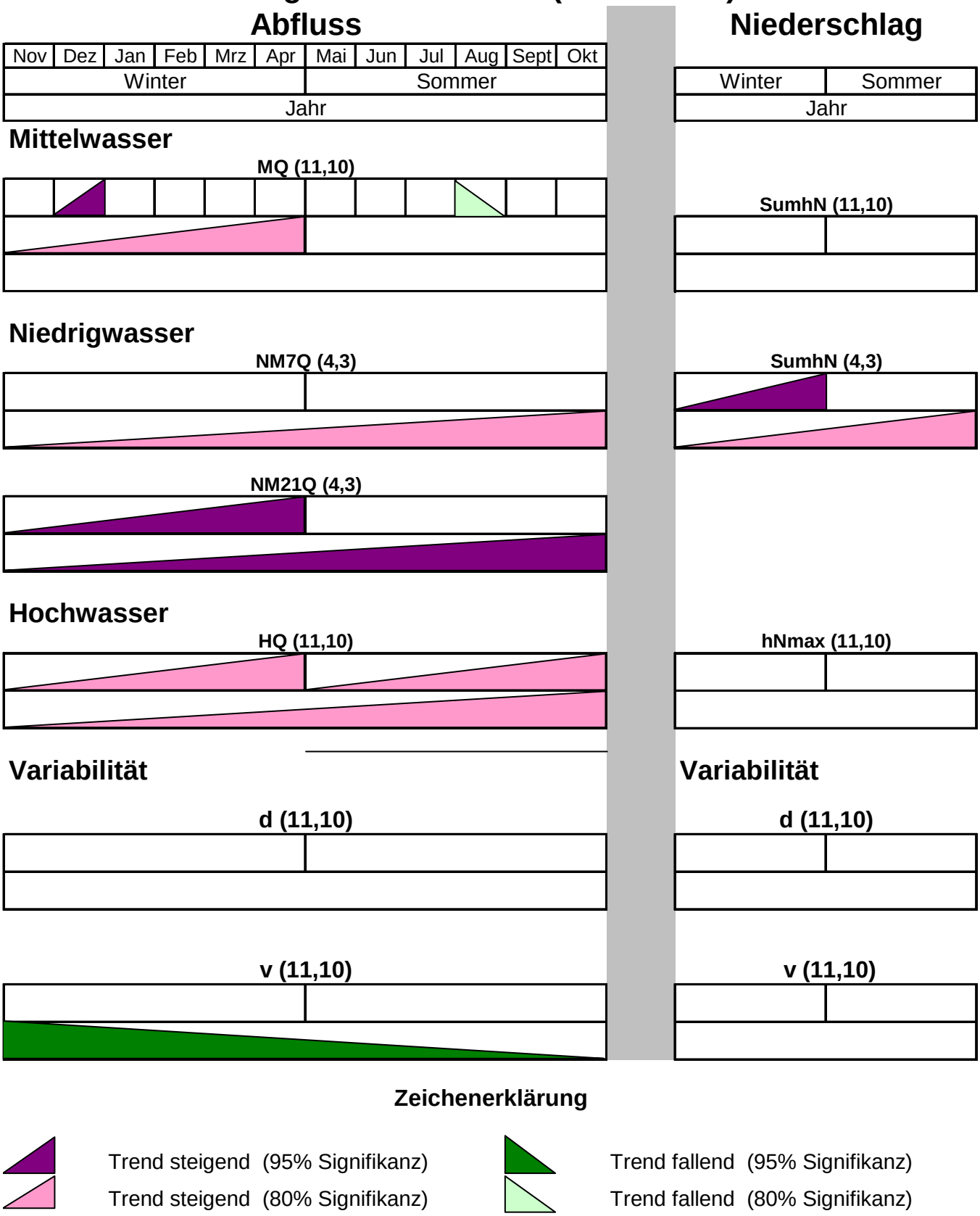
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Maxau / Rhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

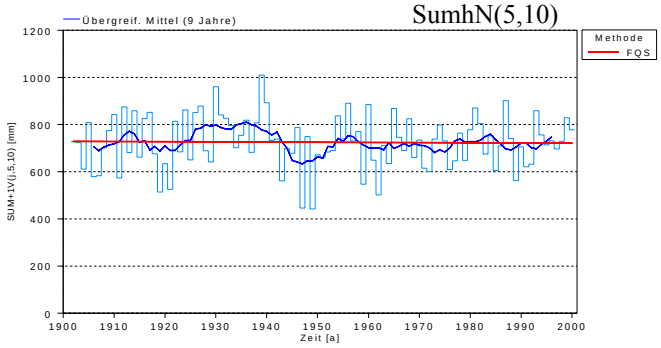
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

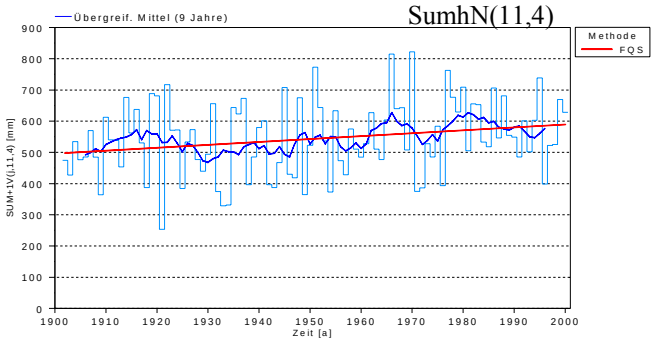
Trend fallend (80% Signifikanz)

Maxau 1901-2000

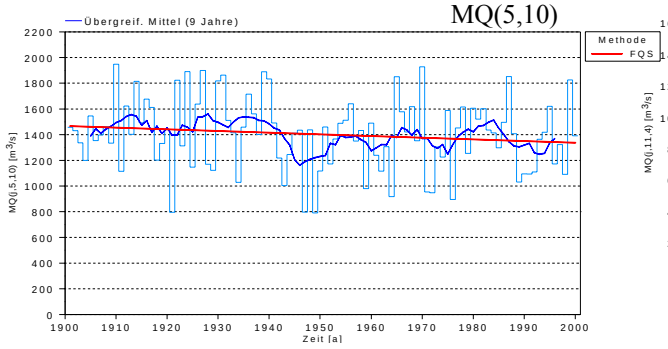
SumhN(5,10)



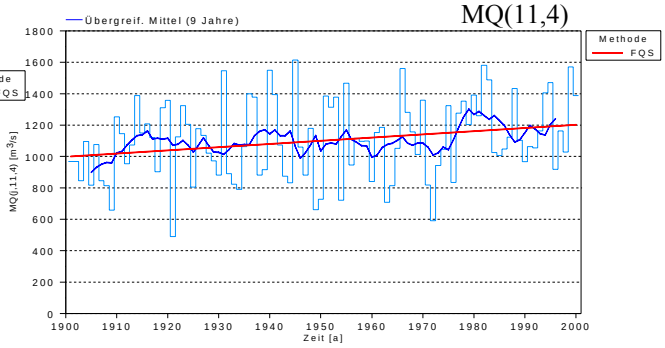
SumhN(11,4)



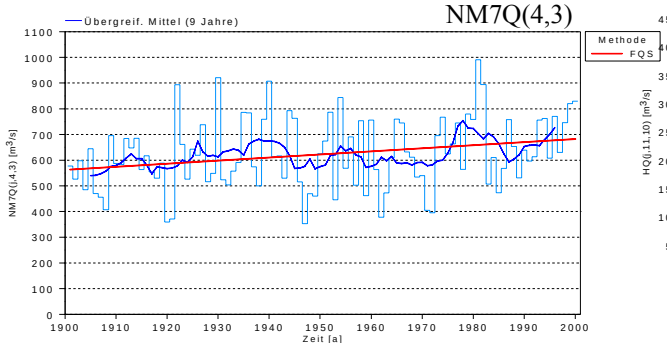
MQ(5,10)



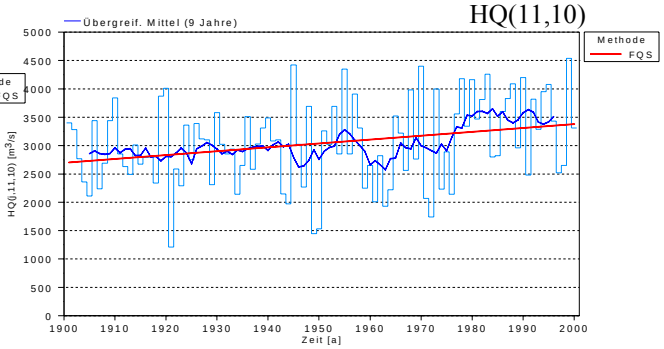
MQ(11,4)



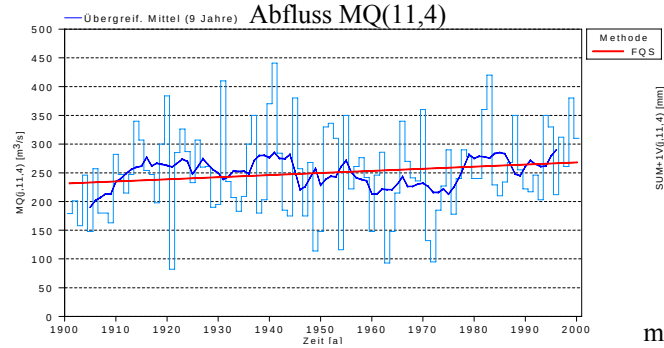
NM7Q(4,3)



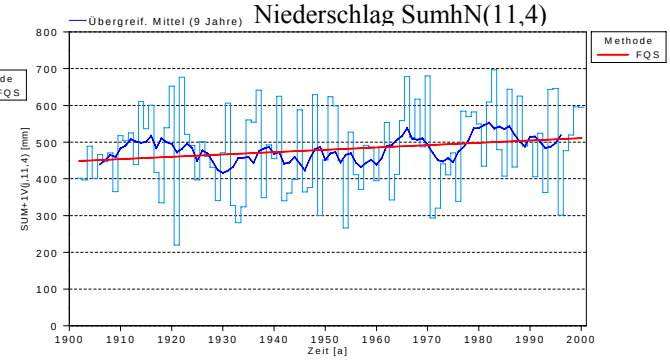
HQ(11,10)



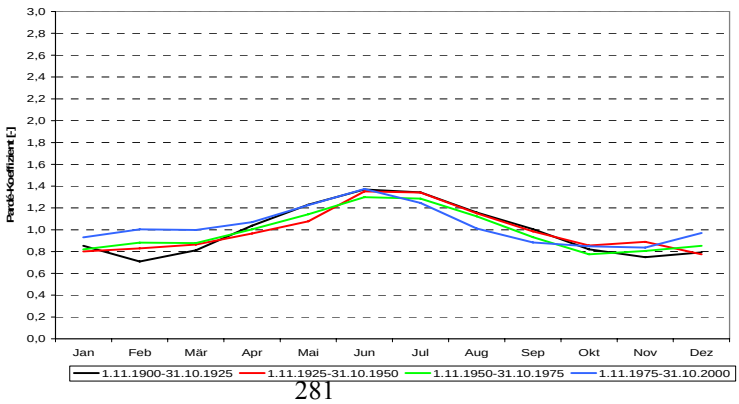
Zwischengebiete Maxau - Basel
Abfluss MQ(11,4)



Zwischengebiete Maxau – Basel
Niederschlag SumhN(11,4)

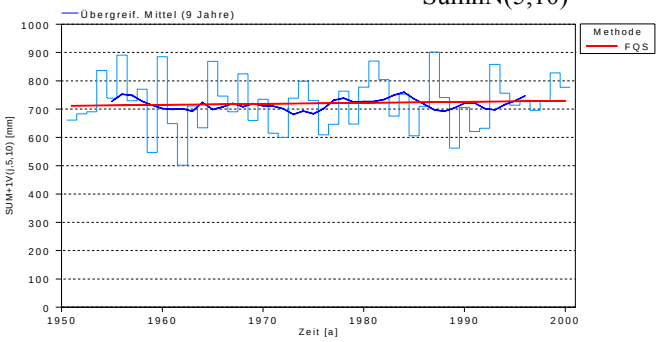


mMQ: Saisonalität nach Parde

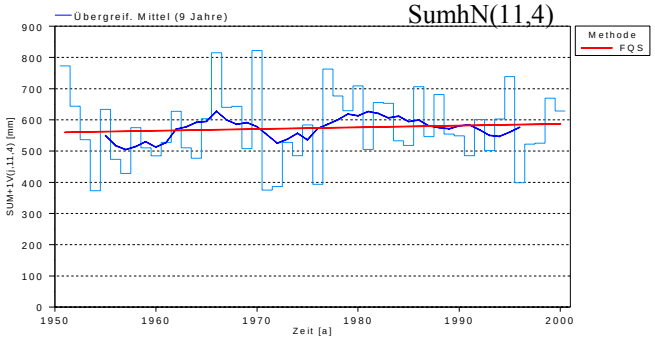


Maxau 1951-2000

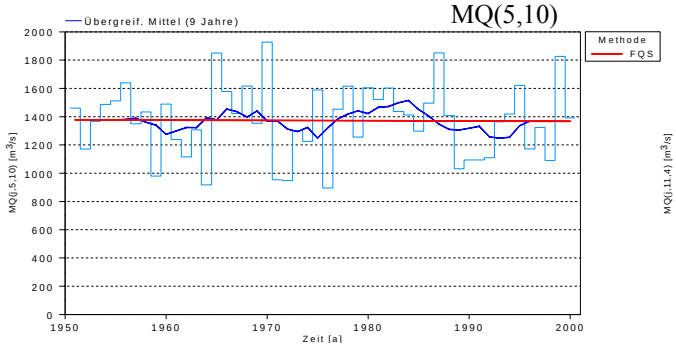
SumhN(5,10)



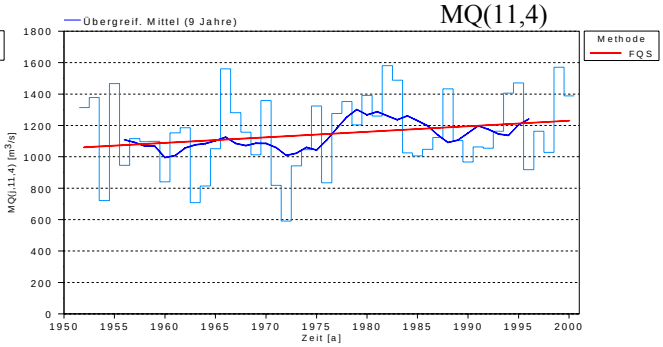
SumhN(11,4)



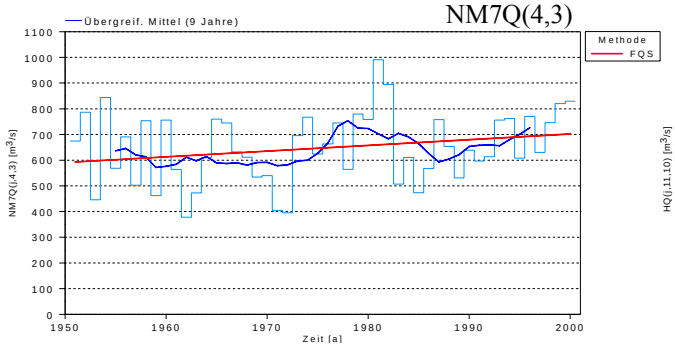
MQ(5,10)



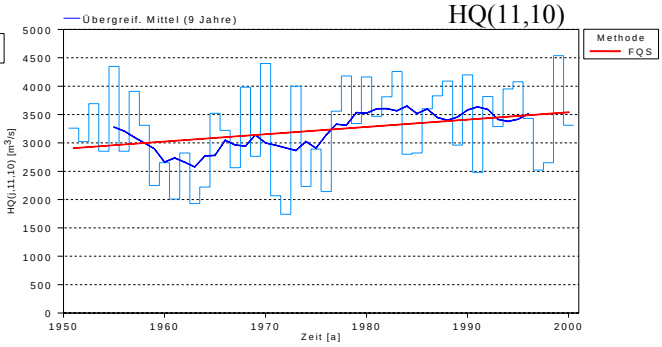
MQ(11,4)



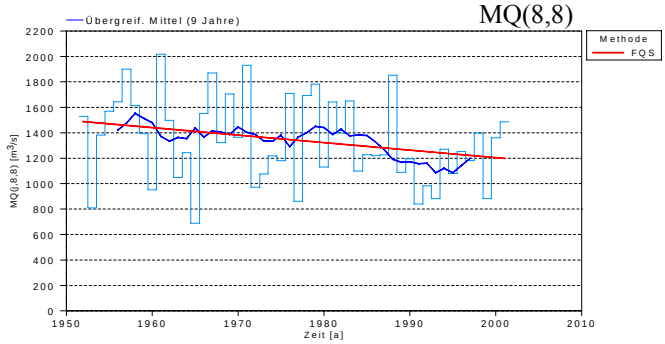
NM7Q(4,3)



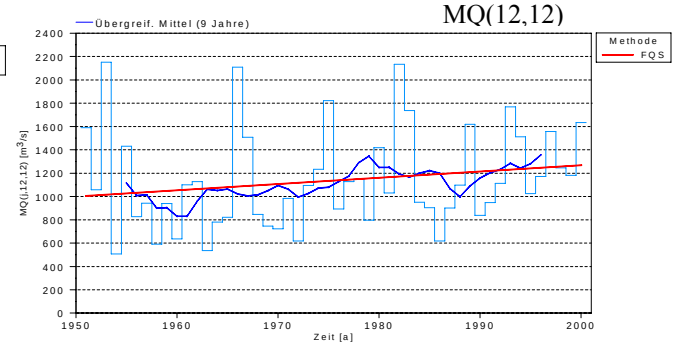
HQ(11,10)



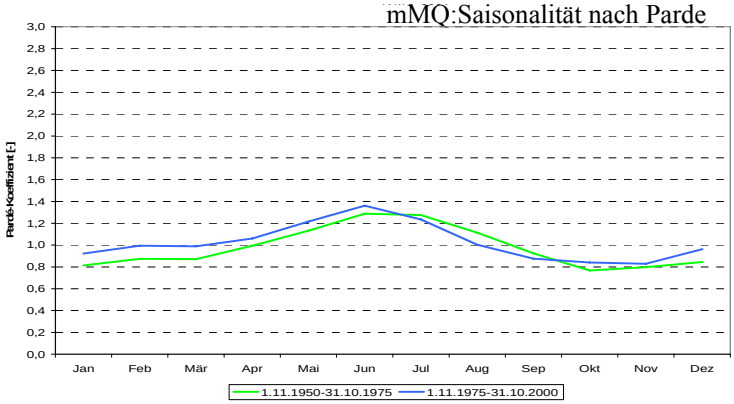
MQ(8,8)



MQ(12,12)



mMQ:Saisonalität nach Pardé



Zusammenfassung Neckargebiet

JÖRG UWE BELZ, MARIA LARINA

Der Untersuchungsraum umfasst die Teileinzugsgebiete Plochingen (4040 km²), Lauffen (7915 km²) und Rockenau (12675 km²).

Pegelname / Bezugszeitraum	Plochingen / 1951-2000
Fluss	Neckar
Fluss-km [1])	202,8
Pegel-Höhe (NN +....m)	246
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	4.040
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	926
NM7Q [m³/s]	7,01
MQ [m³/s]	48,8
HQ [m³/s]	1150
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

Pegelname / Bezugszeitraum	Lauffen / 1951-2000
Fluss	Neckar
Fluss-km [1])	125,1
Pegel-Höhe (NN +....m)	159
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	7.915
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	921
NM7Q [m³/s]	17,7
MQ [m³/s]	88,1
HQ [m³/s]	1650
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

Pegelname / Bezugszeitraum	Rockenau / 1951-2000
Fluss	Neckar
Fluss-km [1])	61,346
Pegel-Höhe (NN +....m)	120,0
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	12.675
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	903
NM7Q [m³/s]	23,5
MQ [m³/s]	135
HQ [m³/s]	2690
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) oberhalb der Mündung in den Rhein

[2]) relevant nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel

[3]) Mittel des Jahreswerte des Bezugszeitraums

[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Festgestellt wird, dass die Gebietsniederschläge im Neckarraum insgesamt leicht zunehmen. Dies geht v.a. auf den teilweise auch trendgesicherten Niederschlagsanstieg in den Wintermonaten zurück, welcher aufs Jahr betrachtet auch die – je nach Kenngröße – sogar z.T. tendenzielle Abnahmen der Sommerniederschläge kompensiert.
Markante Bruchpunkte, die auf eine Veränderung des grundsätzlichen Verhaltens einer Niederschlagskenngröße hinweisen, fehlen in der kürzeren Standarduntersuchungsreihe 1951-2000 weitgehend. Bei zeitlicher Erweiterung der Untersuchung auf die Periode 1919-2000 tritt die festgestellte Entwicklungsdynamik deutlicher hervor: Die Niederschlagszunahmen sowohl hinsichtlich Jahres- bzw. Halbjahressummen als auch hinsichtlich der maximalen Monatsniederschläge sind nun mit Ausnahme der Sommerhalbjahre mindestens auf 80%-Signifikanzniveau trendgesichert. Es treten zudem mehrfach gesicherte Bruchpunkte um das Jahr 1964 herum auf, die sich vielfach in den Abflussreihen zum gleichen Zeitpunkt nachweisen lassen (s.u.).
Obige Aussagen werden zusätzlich gestützt durch die Saisonalitätsuntersuchung, wonach sich im Verlaufe des Untersuchungszeitraumes eine Regimeänderung im Hinblick auf niederschlagsärmere Sommermonate und niederschlagsreichere Wintermonate ergibt.
Insgesamt fügt sich die Charakteristik des Niederschlagsverhaltens im Neckargebiet nahtlos in die des gesamten Rheingebietes außerhalb der Alpen ein.

Passend zu den Grundcharakteristika des Niederschlagsverhaltens zeigen auch die untersuchten MQ-Kenngrößen überwiegend Anstiegstendenz. Insbesondere gilt das für die Monate Mai und Dezember, dies z.T. auch mit hoher Signifikanz. Das Trendverhalten der übrigen Monats-MQ variiert im Neckarraum stärker, die Anzahl der abgesicherten Trends steigt mit zunehmendem Einzugsgebiet (Pegel Rockenau) sowie mit Verlängerung des Untersuchungszeitraumes (Plochingen 1919-2000, s.u.).
Analog dazu verhält sich die Trendsignifikanz bei den MQ-Jahres- und Halbjahresreihen: Eine solche ist am oberen und mittleren Neckar nicht belegbar, im Teileinzugsgebiet bis zum Pegel Rockenau aber für Jahres- und Sommerhalbjahresreihe (jeweils 80%-Niveau). Auffällig ist, dass der ansteigende sommerliche MQ-Trend für Rockenau abweichend vom Niederschlagsverhalten ausfällt, bei welchem stets nur eine winterliche Zunahme trendgesichert werden kann.
Sprünge liegen in den MQ-Reihen schwerpunktmäßig für Mitte der 60er und Mitte der 70er Jahre.
Das Abflussregime ist pluvial geprägt und bleibt vom Grundtypus her unverändert. Allerdings hat sich das das Abflussregime charakterisierende Saisonalitätsverhalten, verdeutlicht an Pardé-Diagrammen, im Untersuchungszeitraum leicht geändert. Es weist in der Periode 1976-2000 Eingipfeligkeit mit Maximum stabil im Februar und Minimum unverändert im September auf. Im Laufe des Untersuchungszeitraums hat sich dabei die Gesamtspanne der Pardé-Koeffizienten durch Vertiefung der innerjährlichen Maxima und Minima etwas geweitet, der ehedem vorhandene schwache Sekundärpeak im Juni ist geglättet. Der Abgleich der vieljährigen Monatsmittel (nach Pardé) von Niederschlags- und MQ-Reihen zeigt die direkten Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Abfluss.
Die MQ-Variabilität verringert sich fast durchweg, aufgrund temperaturerhöhungs-bedingter gleichmäßigerer Füllung der Oberflächengewässer in den Winterhalbjahren z.T. auch hochsignifikant auf 95% trendgesichert.
Bei Vergleich der Wasserbilanz der Periode 1976-2000 auf 1951-1975 zeigen alle Glieder der Wasserhaushaltsgleichung, d.h. N_{25j} (=P_{25j}), Q_{25j} und die Unterschiedsgröße V_{25j} (=N_{25j} -Q_{25j}) im Winterhalbjahr deutliche Zunahmen, , zurückgehend sowohl auf steigende Niederschläge als auch auf steigende Temperaturen in der kalten Jahreszeit. Im Sommerhalbjahr dagegen verharren die Niederschläge zumeist auf unverändertem Niveau bei gleichzeitig leicht steigenden Q_{25j} und leicht sinkender V_{25j}. Ursachen für diesen Effekt sind derzeit nicht quantifi-

zierbar, können allerdings möglicherweise angesichts des hier mit einbezogenen Verdichtungsraums Stuttgart/Heilbronn mit der Zunahme versiegelter Flächen und Einspeisung von Überleitungswasser aus anderen Flussgebieten (Bodensee, Donau) zusammenhängen. Aufs Jahr betrachtet nehmen wiederum alle Größen deutlich zu; prägend für die Wasserbilanzcharakteristik des Gesamtjahres sind ergo die quantitativ stärker ins Gewicht fallenden winterlichen Zunahmeeffekte.

In der Untersuchung sowohl der Niedrigextreme manifestieren sich ganz überwiegend steigende Tendenzen bzw. Trends: mithin also angesichts erhöhter Wasserführung Abmilderung der Niedrigwasser-Extremsituationen.
Signifikante Trends beim Niedrigwasser beschränken sich allerdings - korrespondierend zum Niederschlagsverhalten, im Gegensatz zu den MQ-Ergebnissen - auf Jahres- und Winterhalbjahresserien. Die Sommerserien sind dagegen im Untersuchungszeitraum 1951-2000 am Neckar stets trendfrei.
Sprünge in den NQ-Reihen liegen - korrespondierend zu den Ergebnissen der Niederschlagsuntersuchung - schwerpunktmäßig in der Mitte der 60er Jahre.

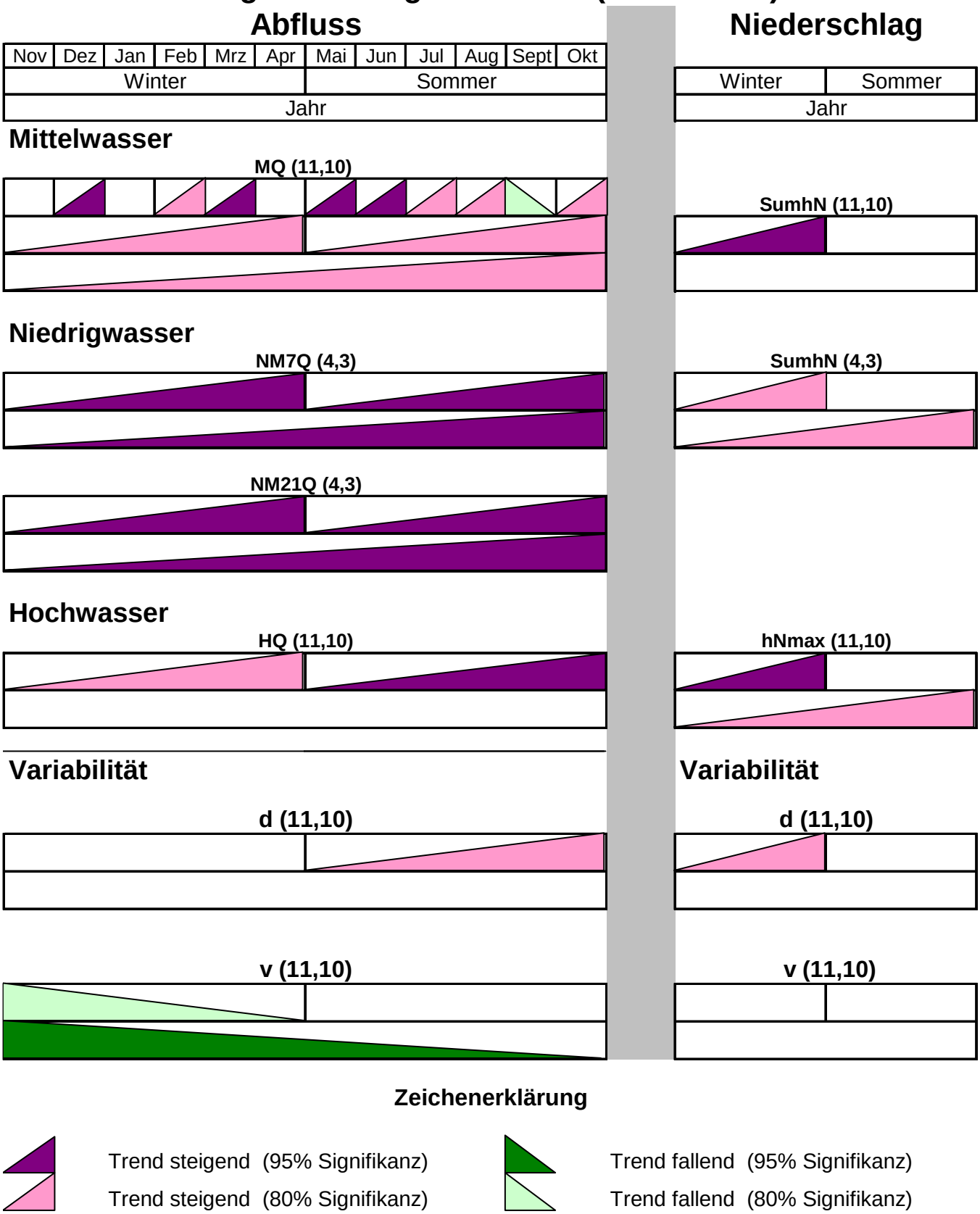
Anthropogene Einflüsse auf das Langfristverhalten der untersuchten NQ-Kenngrößen lassen sich in Gestalt der Trinkwasserüberleitungen aus Donau- und Bodenseeraum nachweisen, welche mit zunehmendem Einzugsgebiet bis Rockenau anwachsen. Die Bereinigung der NM7Q- und NM21Q-Serien um die übergeleiteten Volumina, vorgenommen in mehreren Schritten analog den wesentlichen Ausbaustufen des Versorgungsnetzes, eliminiert die Signifikanz beinahe aller ausgewiesener Trends in den NQ-Kennwertserien. Die Trinkwasserüberleitung muss hier somit zumindest als Haupteinflussgröße bei der Veränderung des Niedrigwasserverhaltens am Pegel Rockenau gewertet werden.
Die Auswirkung von irreversiblen Kühlwasserentnahmen von Kraftwerken, die entlang des Neckar bereits häufig umweltpolitischen Diskussionsstoff geboten haben, lassen sich hier statistisch nicht nachweisen. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, dass sich ab dem Teileinzugsgebiet Lauffen Zuschuss aus Wasserüberleitung und Entnahme zu Kühlzwecken gegenseitig teilweise ausgleichen. Da konkrete Zahlen zur Kühlwasserentnahme allerdings weder von den zuständigen Behörden noch von der Industrie zu erhalten waren, kann diesbezüglich kein Nachweis geführt werden.

Die Hochwasseranalyse zeigt keine signifikanten Veränderungen auf.

Die Berücksichtigung längerer Untersuchungsreihen über den 50-Jahres-Zeitraum 1951-2000 hinaus war nur im Falle des Teileinzugsgebietes Plochingen möglich (1919-2000). Aufgrund der in der Periode 1951-2000 insgesamt aber recht gleichartigen Entwicklung im Neckarraum darf geschlossen werden, dass sich aus dieser Berücksichtigung länger zurückliegenden Daten allenthalben zumindest ähnliche Auswirkungen ergeben würden.
Aus der Reihenverlängerung für das Teileinzugsgebiet Plochingen lassen sich im allgemeinen deutlich verbesserte Trendsignifikanzen belegen: Vorhandene Tendenzen werden zu Trends, schwächer abgesicherte werden zu hochsignifikanten Trends. Zusätzlich wird die Identifizierung zahlreicherer und besser abgesicherterer Bruchpunkte in den Datenreihen möglich. Letztere liegen - anzunehmenderweise klimabedingt - sehr häufig in der Mitte der sechziger Jahre (um 1964). weitere (allerdings erheblich undeutlichere) Auftretensschwerpunkte sind Mitte der 50er.
Bei der Charakterisierung des Saisonalitätsverhaltens (Pardé) wird zudem deutlich, dass die Jahre zwischen 1951 und 1975 im Hinblick auf die schwach ausgeprägte Zweigipfeligkeit mit Nebenpeak eine Ausnahme darstellen, vorher wie nachher besteht klare Eingipfeligkeit.

Insgesamt manifestieren sich im Neckargebiet geänderte Klimacharakteristika sehr deutlich in vielen Resultaten der statistischen Abflussanalyse, dies betrifft sowohl die - zumal in den Winterhalbjahren - steigenden Tendenzen bzw. Trends der Abflussparameter als auch die vielfach mit den Ergebnissen der Niederschlagsanalyse korrespondierenden Bruchpunkte in den Datenreihen bzw. –serien. Darüber hinausgehende zeigen sich anthropogene Änderungen im Abflussverhalten in Gestalt der Zugewinne aus Trinkwasser-Überleitung.

Pegel Plochingen / Neckar (1919 - 2000)



Zeichenerklärung

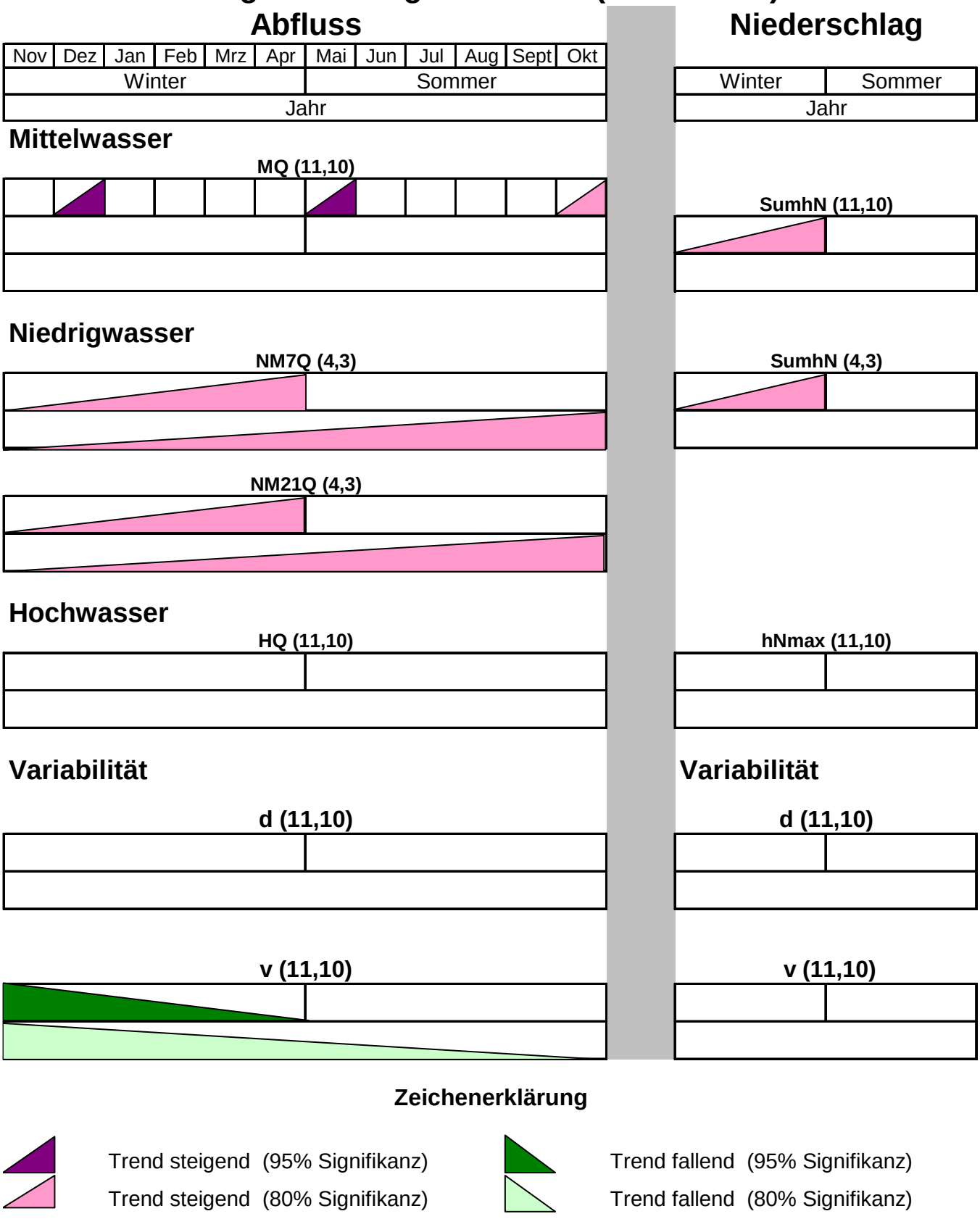
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Plochingen / Neckar (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

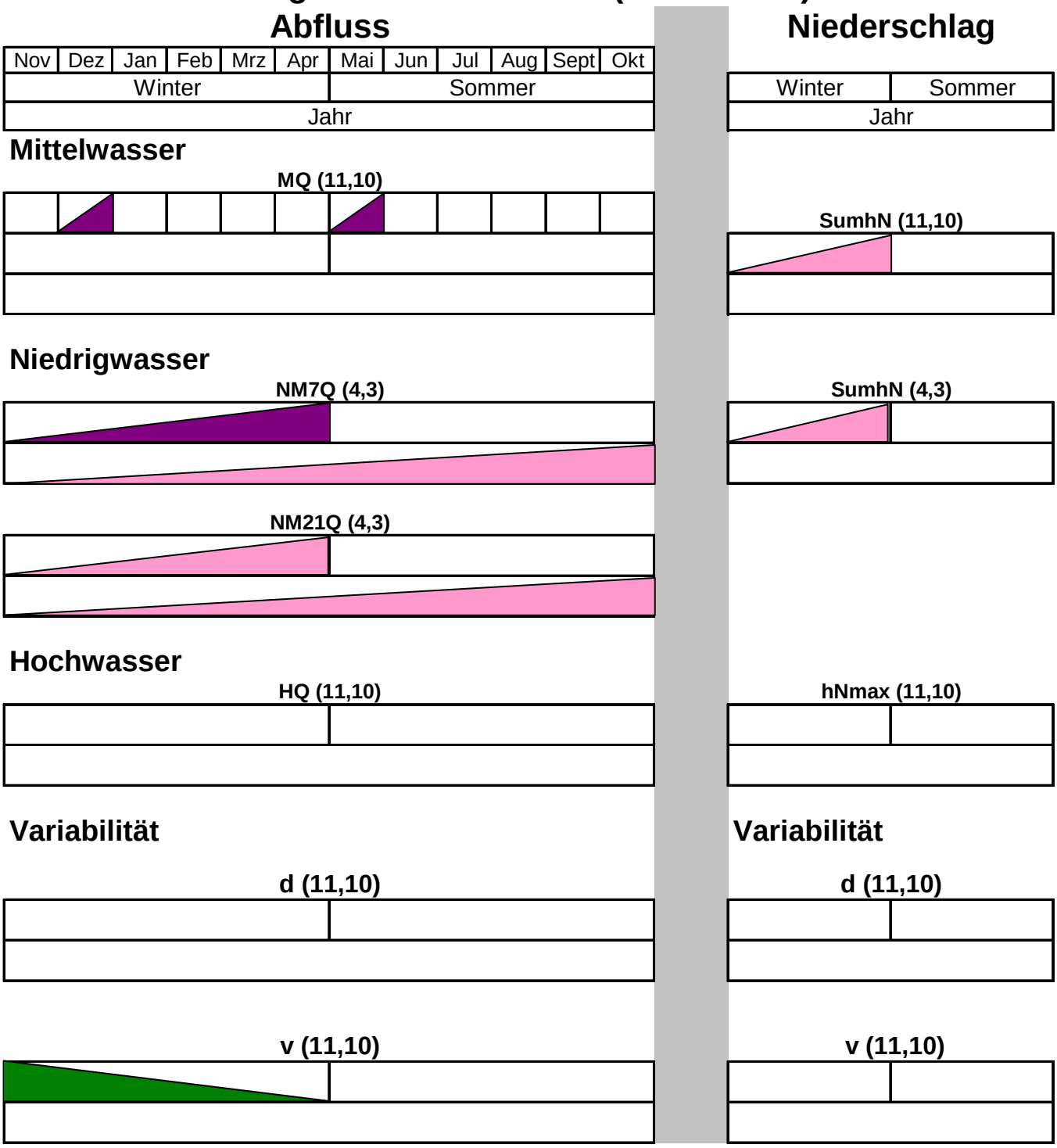
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Lauffen / Neckar (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

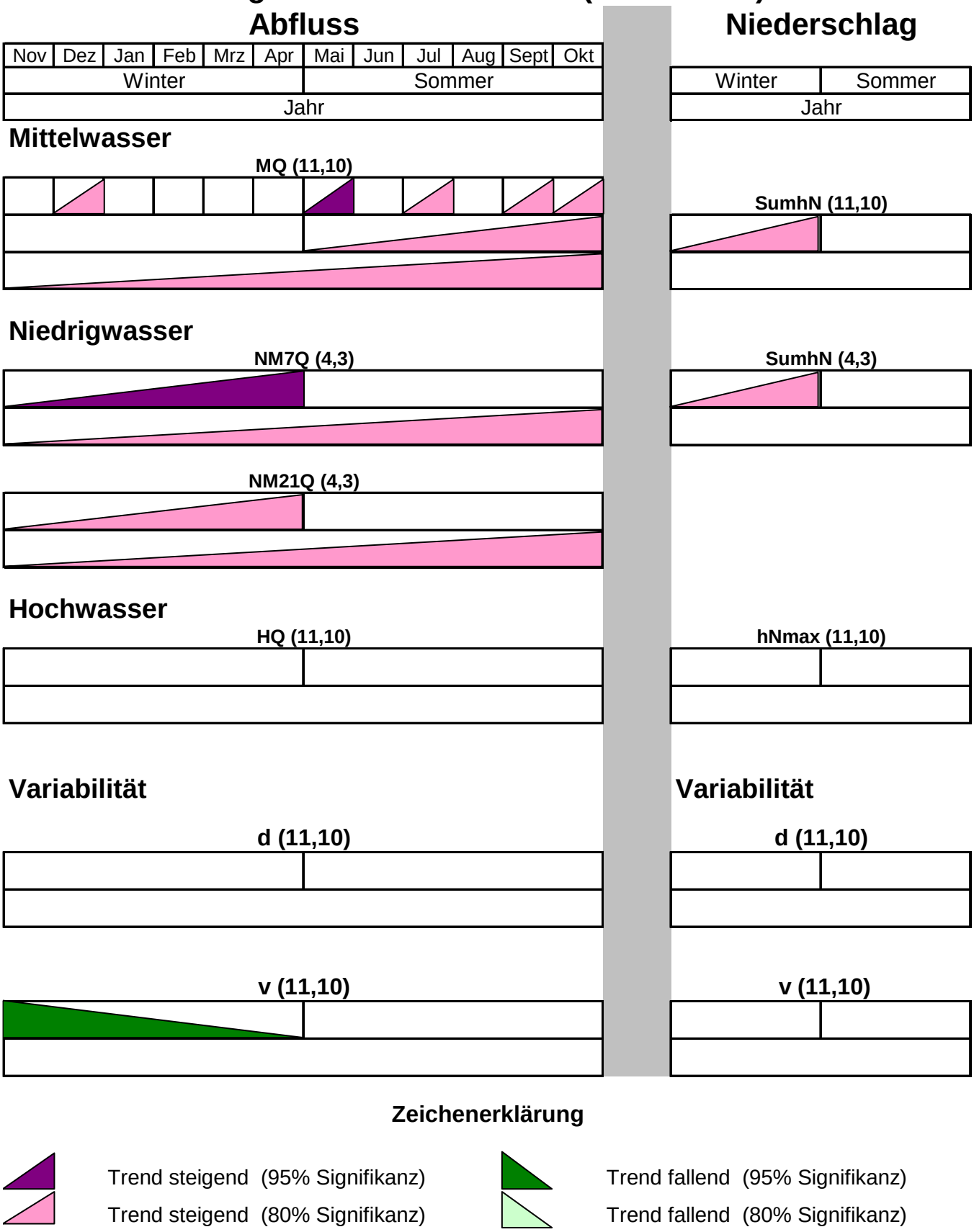
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Rockenau / Neckar (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

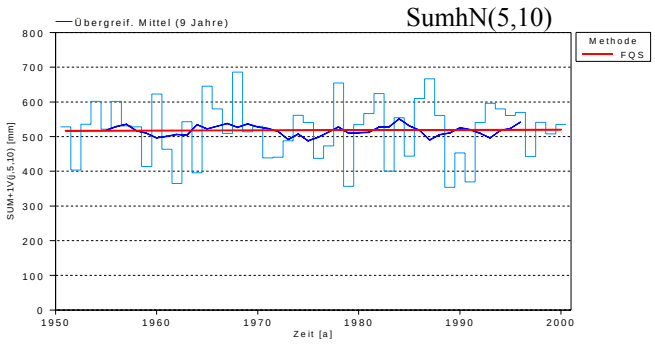
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

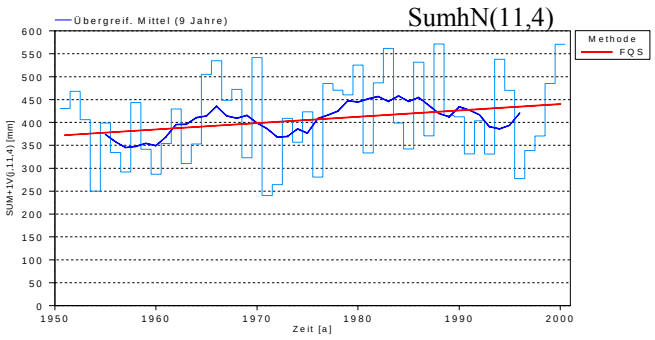
Trend fallend (80% Signifikanz)

Plochingen 1951-2000

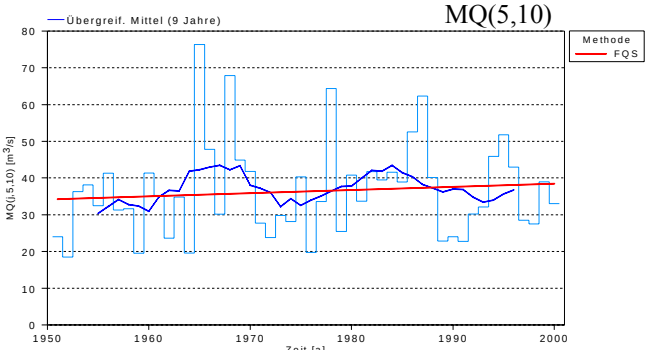
SumhN(5,10)



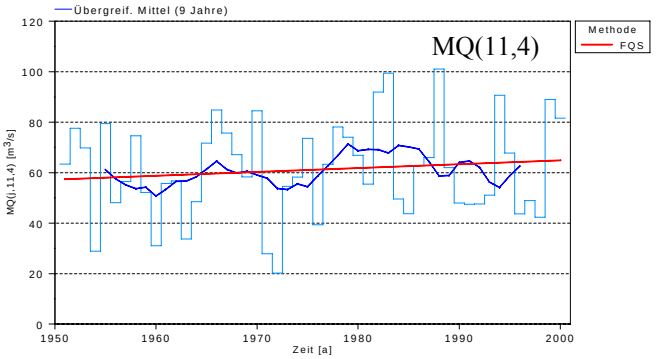
SumhN(11,4)



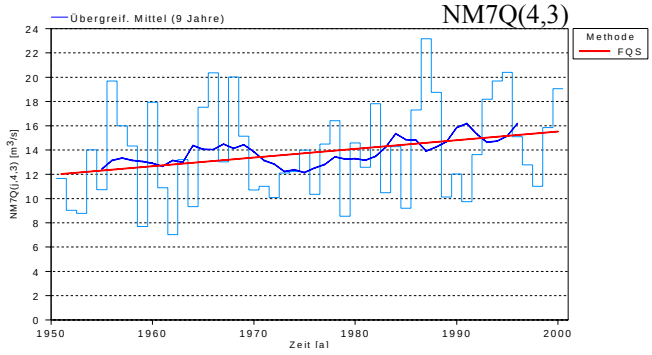
MQ(5,10)



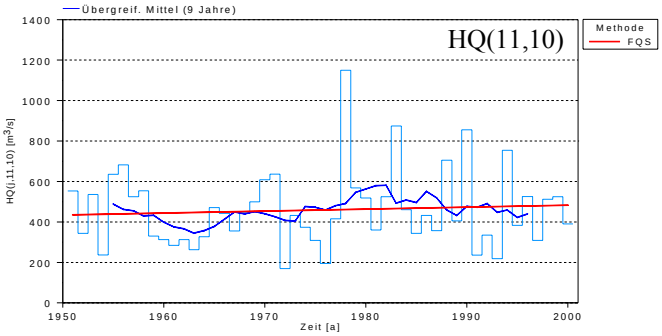
MQ(11,4)



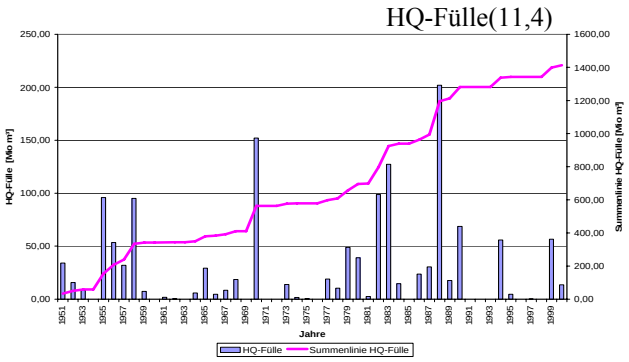
NM7Q(4,3)



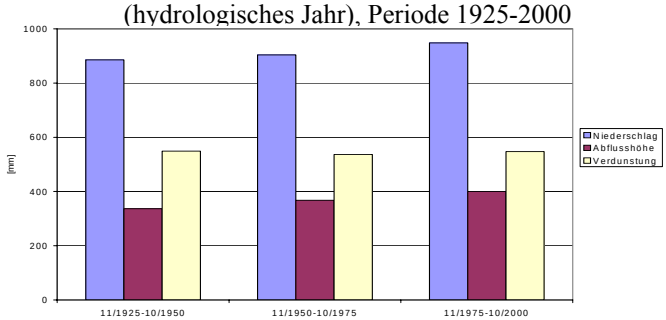
HQ(11,10)



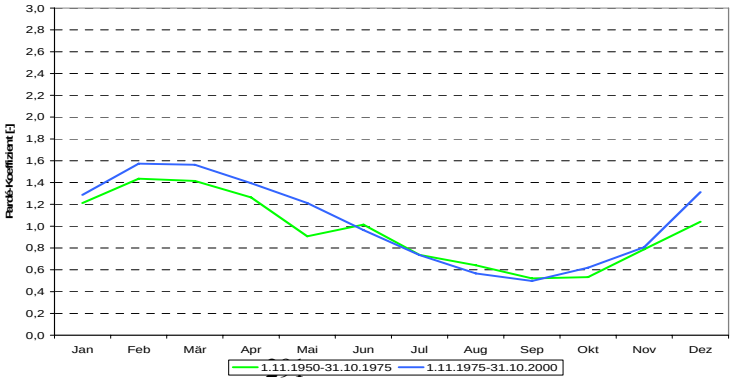
HQ-Fülle(11,4)



Wasserbilanz 25-Jahres-Mittel
(hydrologisches Jahr), Periode 1925-2000

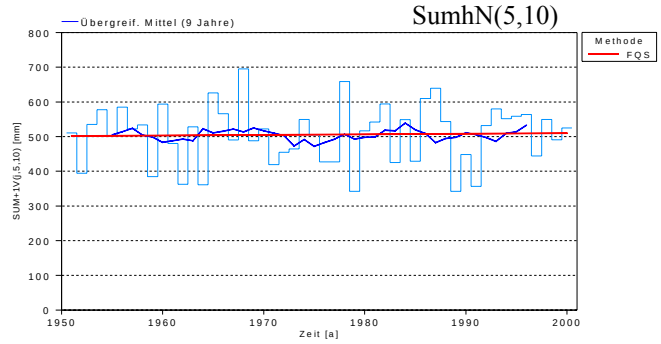


mMQ: Saisonalität nach Parde

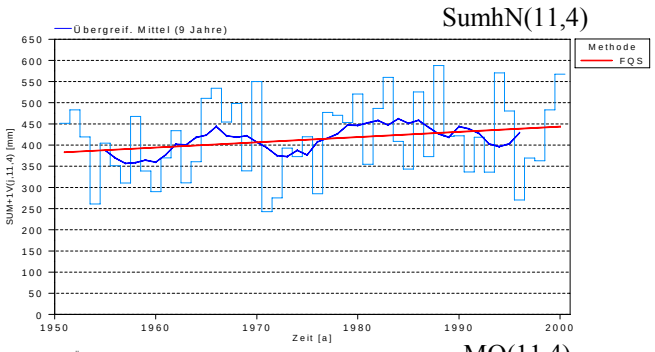


Lauffen 1951-2000

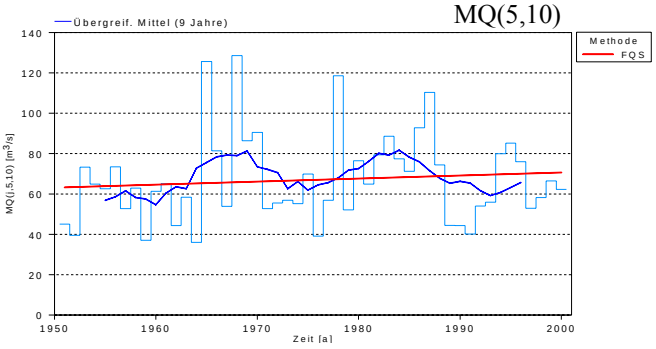
SumhN(5,10)



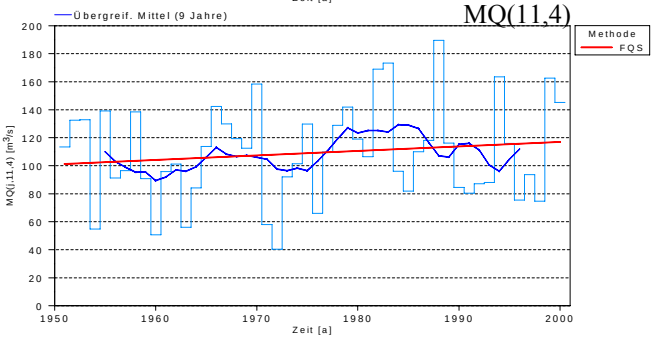
SumhN(11,4)



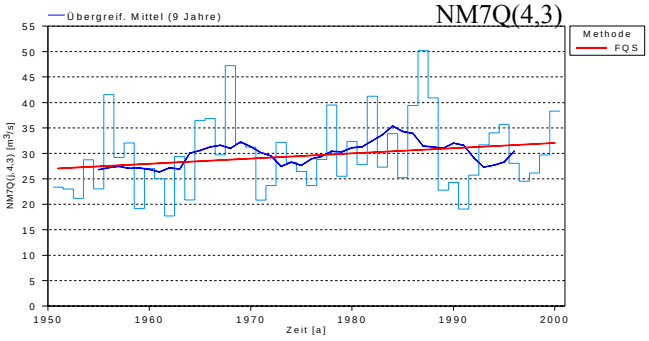
MQ(5,10)



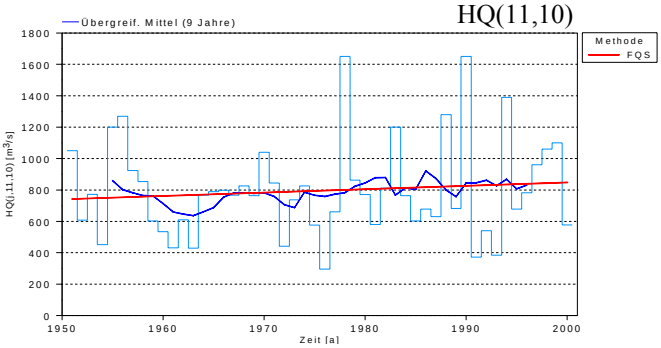
MQ(11,4)



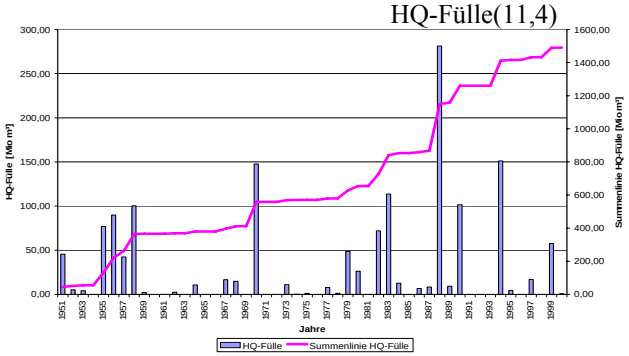
NM7Q(4,3)



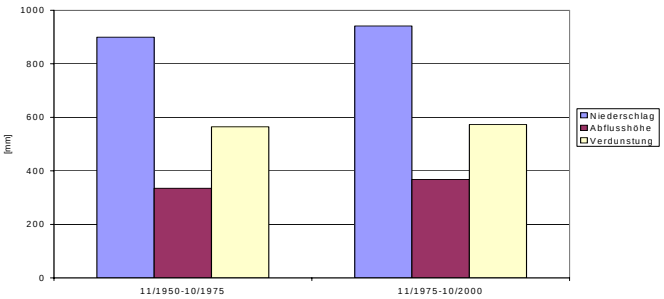
HQ(11,10)



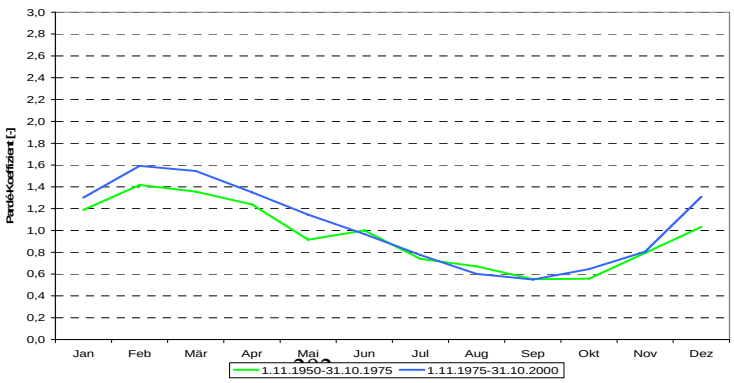
HQ-Fülle(11,4)



Wasserbilanz 25-Jahres-Mittel
(hydrologisches Jahr), Periode 1951-2000

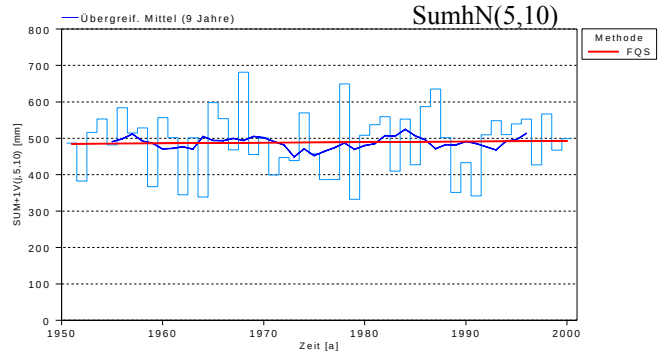


mMQ: Saisonalität nach Parde

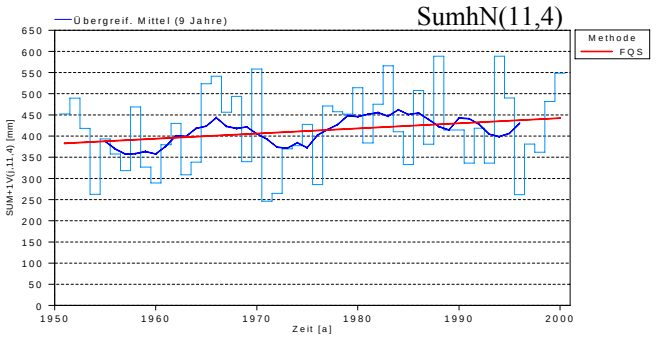


Rockenau 1951-2000

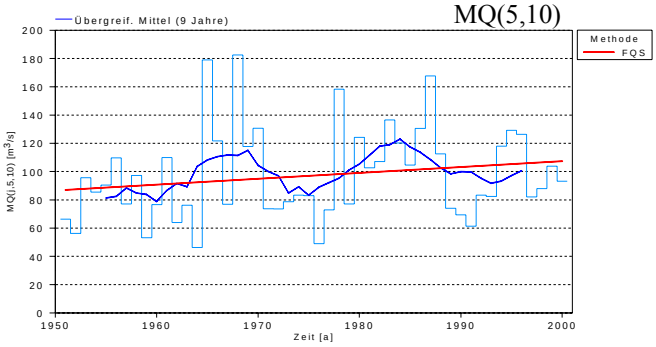
SumhN(5,10)



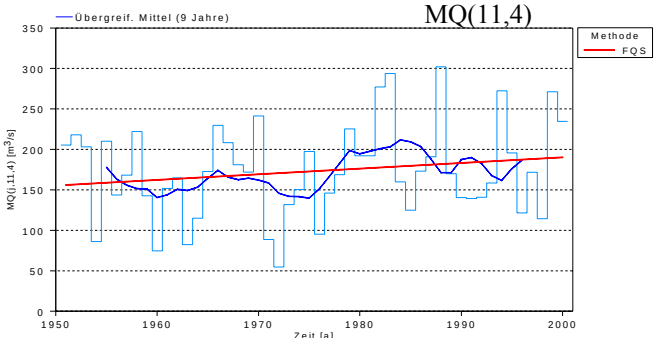
SumhN(11,4)



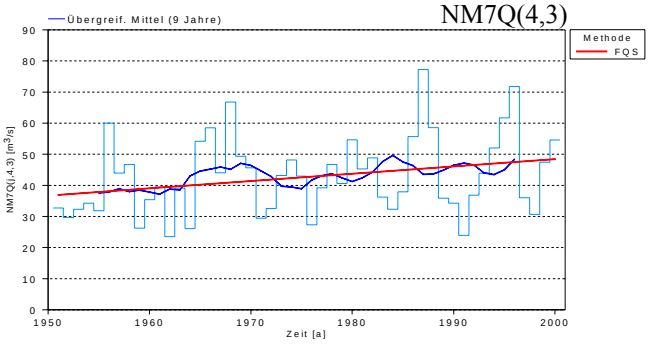
MQ(5,10)



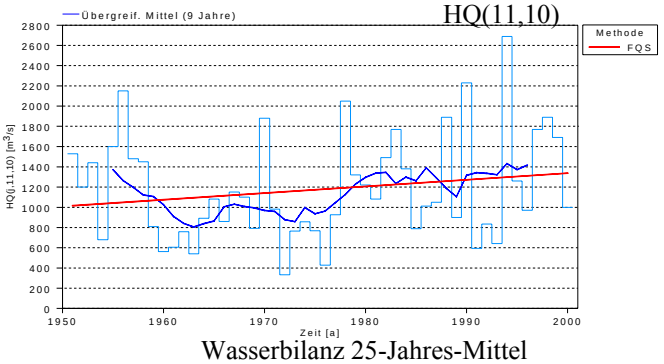
MQ(11,4)



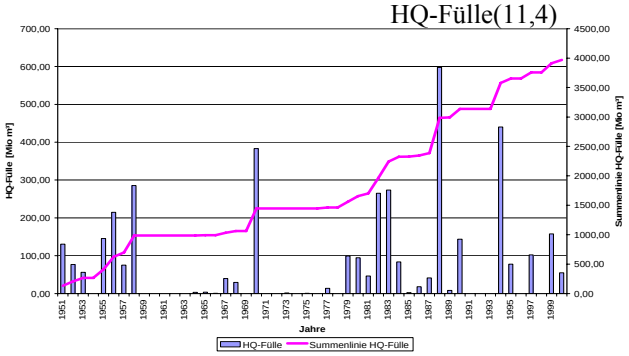
NM7Q(4,3)



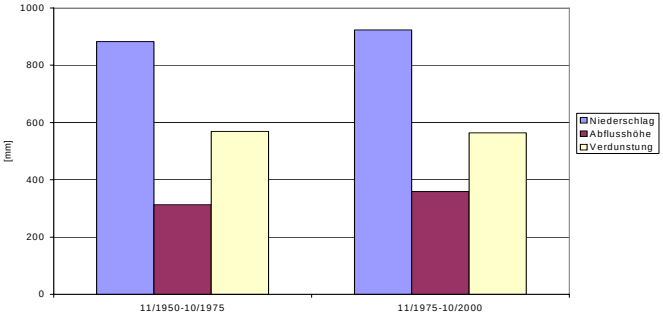
HQ(11,10)



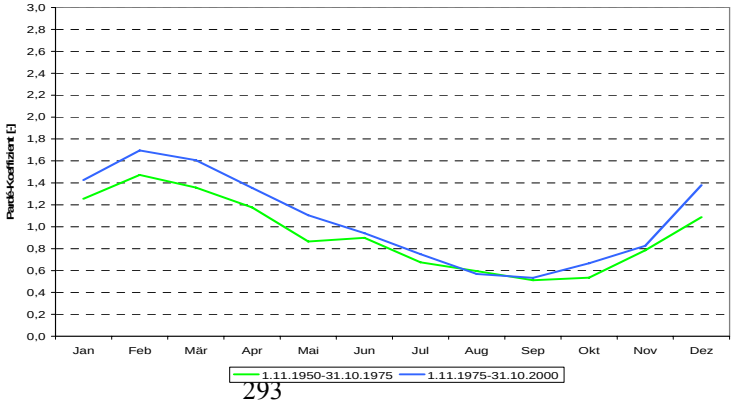
HQ-Fülle(11,4)



Wasserbilanz 25-Jahres-Mittel
(hydrologisches Jahr), 1951-2000



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Worms/Rhein

ANDREAS MEUSER

Pegelname / Bezugszeitraum	Worms / (1901-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	443,4
Pegel-Höhe (NN +....m)	84,16
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	68827
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	1
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1157
NM7Q [m³/s]	407
MQ [m³/s]	1410
HQ [m³/s]	5600
Abflussregime-Typ [4])	Regen-Schnee-Regime

[1]) unterhalb der Rheinbrücke Konstanz

[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel

[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode

[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Worms liegt 443,4 km unterhalb der Rheinbrücke Konstanz auf 84,16 m ü. NN. Das Einzugsgebiet des Rheins bis umfasst bis zum Pegel Worms 68827 km². Pegelaufzeichnungen existieren seit 1821.

Der Rhein vom Pegel Maxau bis zum Pegel Worms ist bereits dem nördlichen Oberrhein zu zuordnen. Das Einzugsgebiet dieses Rheinabschnittes beträgt 18631 km². Der größte Zufluss zum Rhein ist der Neckar mit einem Einzugsgebiet von rund 14000 km². Er mündet in Mannheim in den Rhein (Rhein-km 428). Ab 1819 wurden in diesem Rheinabschnitt Durchstiche der Rheinmäander ausgeführt, diese flussbaulichen Maßnahmen waren Ende des 19. Jahrhundert abgeschlossen. Als die Schifffahrt auf dem Rhein eine immer bedeutendere Rolle spielte, wurde in diesem Bereich etwa ab Mitte der 20er Jahre des vorigen Jahrhunderts eine Niedrigwasserregulierung mittels Buhnen vorgenommen. Die Arbeiten wurden bis Mitte der 30er Jahre abgeschlossen. Ein weiterer Ausbau wie im südlichen Oberrhein mit Staustufen erfolgte nicht. Die durch den Oberrheinausbau hervorgerufenen Scheitelabflusserhöhungen sind auch am Pegel Worms erkennbar.

Die Auswertung der Trenduntersuchungen zeigt, dass die Gebietsniederschläge für das gesamte Einzugsgebiet des Pegels Worms eher zunehmen. Statistisch abgesichert ist dies für die Niederschlagssummen der Winterhalbjahre und Jahresserien (LR und KR). Die maximalen Monatsniederschläge weisen nur für das Winterhalbjahr und Jahresserie (LR) eine abgesicherte steigende Tendenz auf.

Für die mittleren Abflüsse (LR) am Pegel Worms ist ein gesicherter Anstieg für den Monat Dezember, Februar und untergeordnet auch März nachweisbar (für KR Januar und Dezember). Entsprechend ist auch eine Zunahme des mittleren Abflusses für das Winterhalbjahr (nur LR) sowie Abnahme im August, untergeordnet auch im September (nur LR) zu verzeichnen. Das mittlere Abflussverhalten des Rheins am Pegel Worms ähnelt dem des Pegels Maxau, allerdings ist die statistische Absicherung nicht in allen Fällen so stark. Das Abflussregime ist nach Pardé als „Komplexes Regime 2. Grades“ anzusprechen und stellt bereits ein „Regen-Schnee-Regime“ dar.

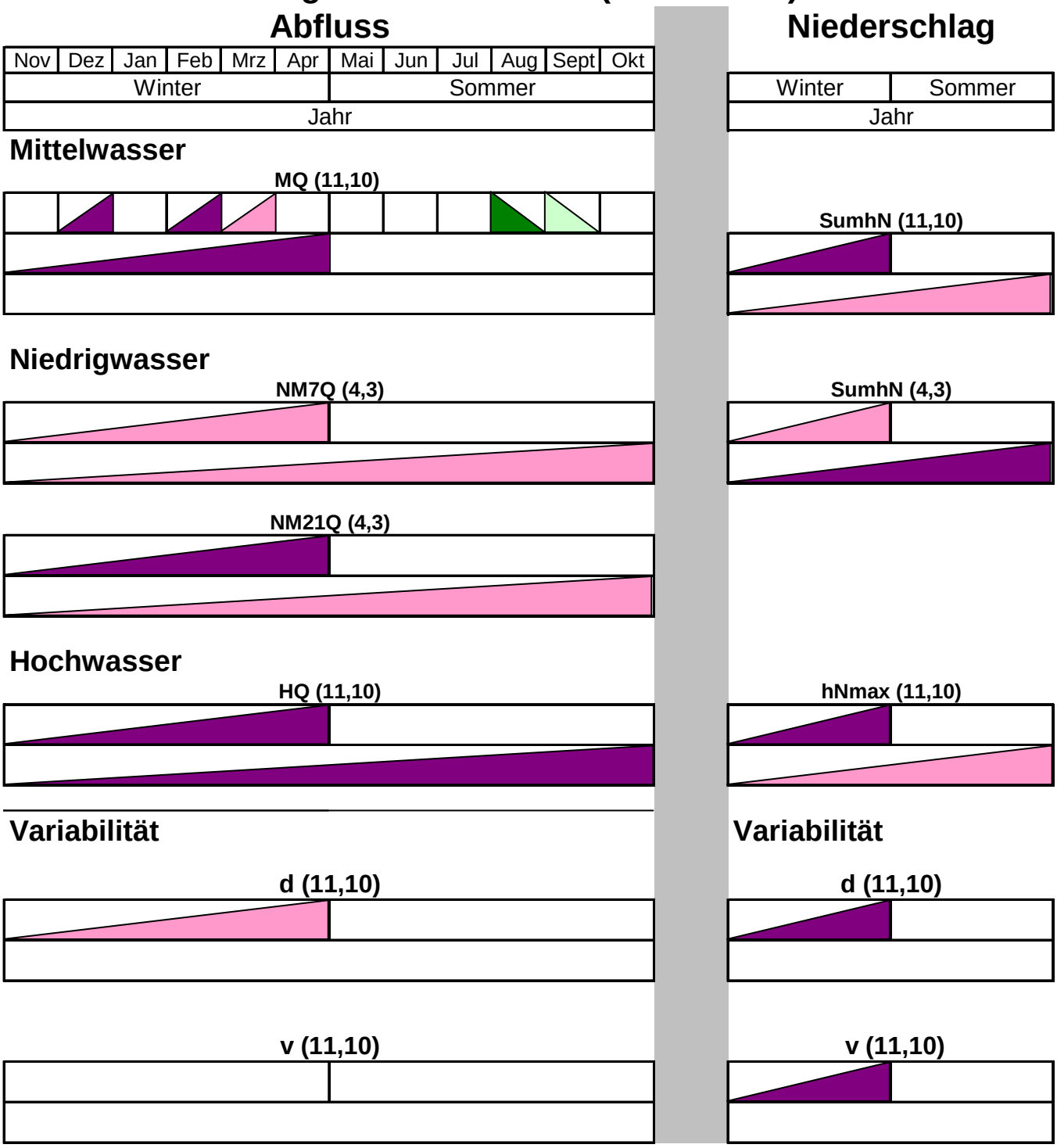
Die Kennwertserien für die Niedrigwasserverhältnisse für den Pegel Worms zeigen für den Bezugszeitraum 1901 bis 2000 sowohl für die NM7Q und NM21Q für das Jahr als auch für das Winterhalbjahr statistisch abgesichert ansteigende Werte mit Sprüngen Anfang der 70er Jahre, während für das Sommerhalbjahr eher eine Entwicklung zu abnehmenden Werten zu verzeichnen ist, ohne jedoch statistisch abgesichert zu sein. Die Entwicklung der Niedrigwasser ähnelt der der Pegel Basel und Maxau. Für die Bezugszeitreihe 1951 bis 2000 gilt prinzipiell dasselbe.

Das Hochwasserregime des Rheins am Pegel Worms verliert langsam seinen nival geprägten Charakter zu Gunsten eines pluvial geprägten Flusses. Somit treten die größeren Hochwasser vor allem im Winter auf.

Statistisch ist die Veränderung der Hochwasserabflüsse am Pegel Worms ähnlich wie für die Rheinpegel Basel und Maxau.

Die Scheitelabflüsse des Rheins am Pegel Worms nehmen für die Jahres- und Winterserie statistisch auf dem 95% - Niveau abgesichert zu (LR). Im Gegensatz zu den Pegeln Basel und Maxau ist eine statistische Absicherung der Zunahme der Hochwasserscheitel in den Sommermonaten nicht mehr möglich (LR), lediglich ein Sprung Mitte der 60er Jahre wird ausgewiesen. Die Hochwasserscheitelentwicklung an den Pegeln Basel, Maxau und Worms legt die Vermutung nahe, dass der Einfluss des Oberrheinausbaus für die Masse der Hochwasser von einem generellen Anstieg der Hochwasserscheitel überlagert wird.

Pegel Worms / Rhein (1901 - 2000)



Zeichenerklärung

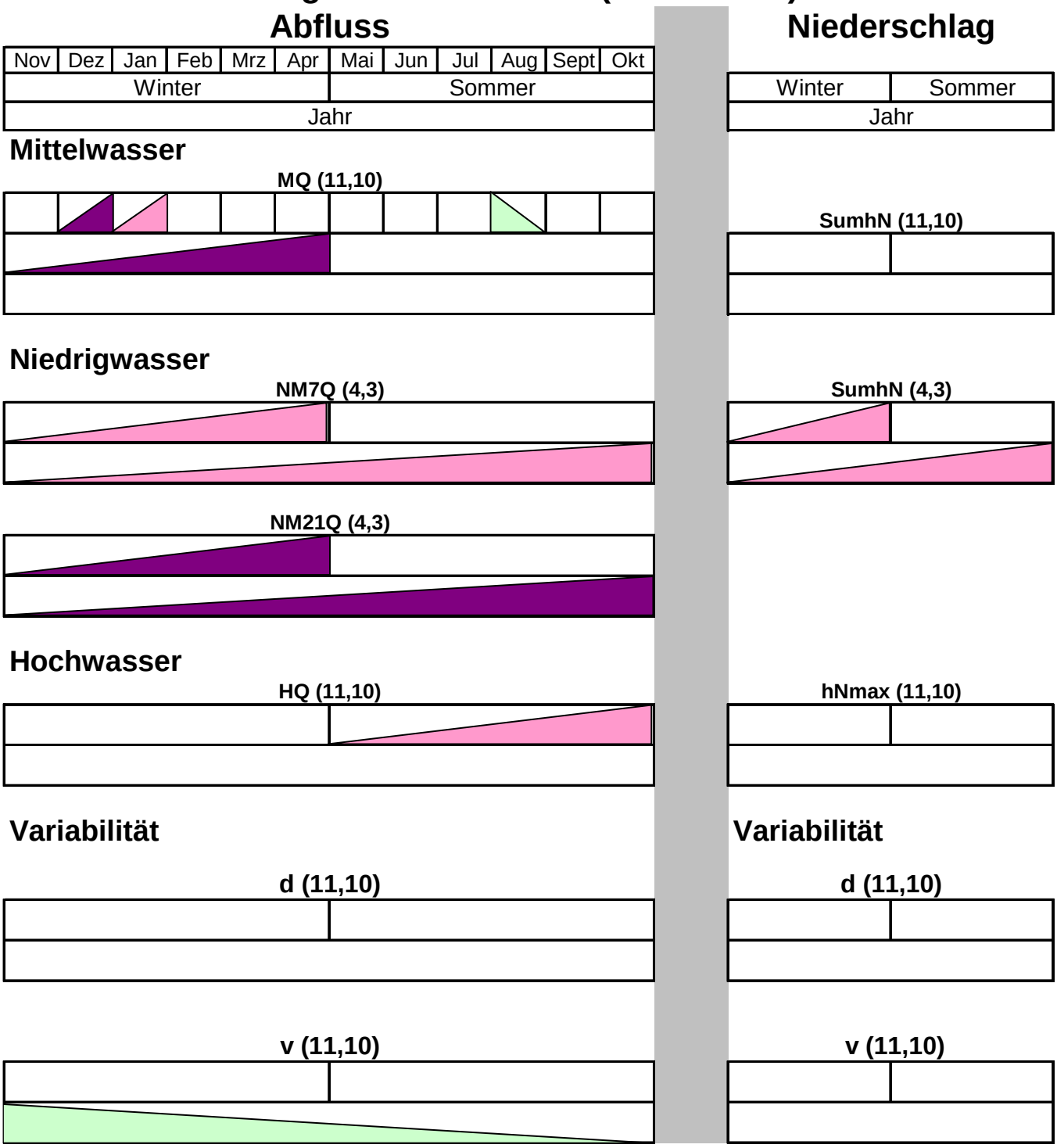
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Worms / Rhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

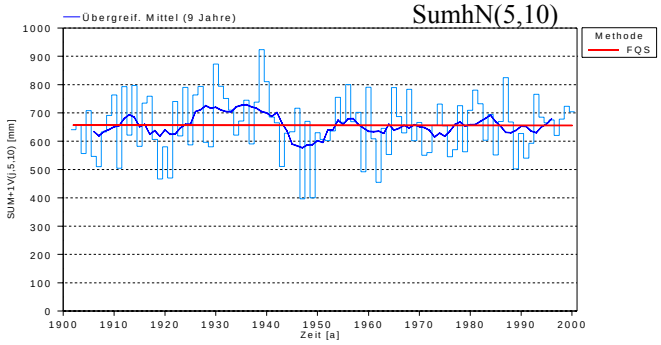
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

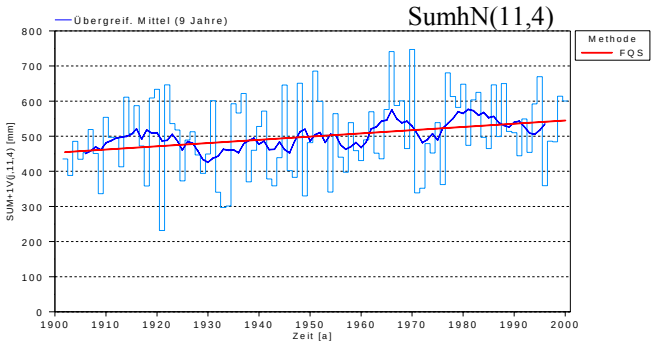
Trend fallend (80% Signifikanz)

Worms 1901-2000

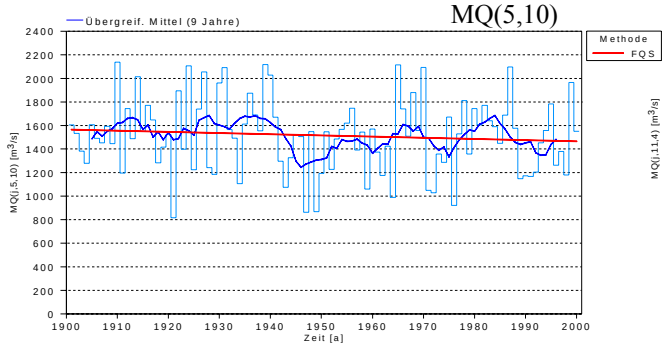
SumhN(5,10)



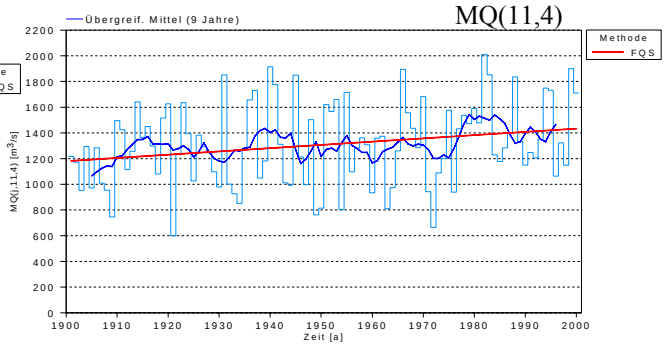
SumhN(11,4)



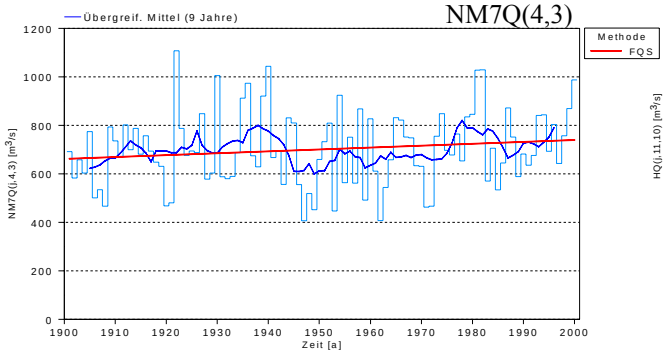
MQ(5,10)



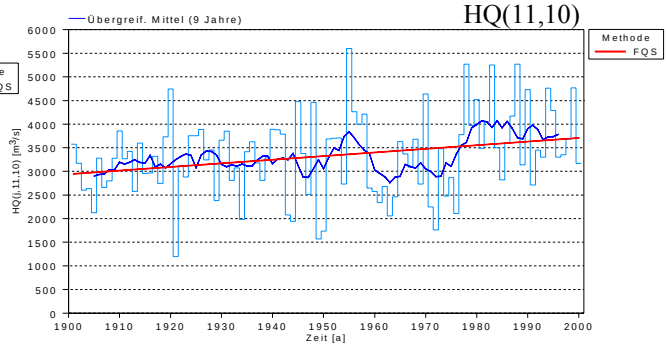
MQ(11,4)



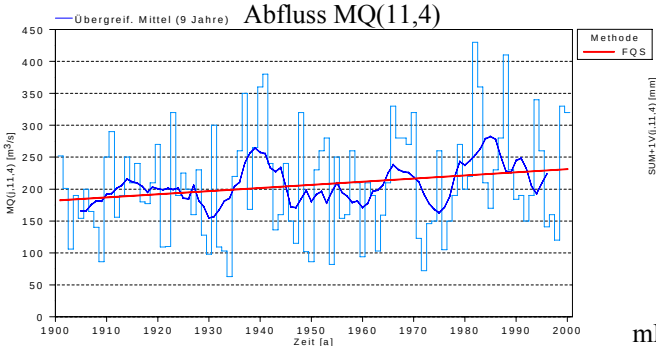
NM7Q(4,3)



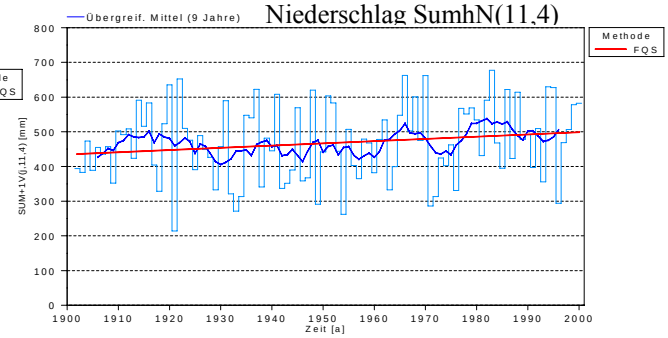
HQ(11,10)



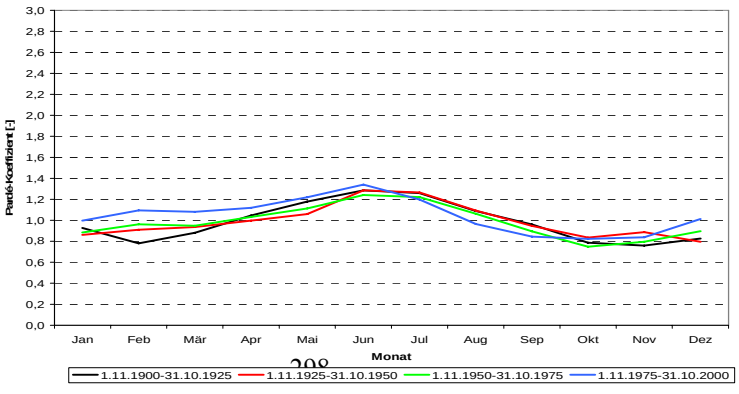
Zwischengebiete Worms - Maxau
Abfluss MQ(11,4)



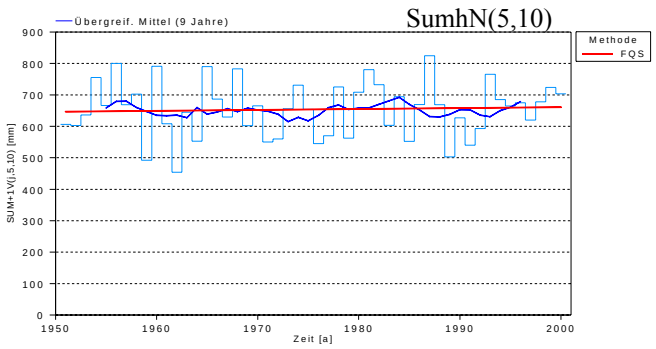
Zwischengebiete Worms - Maxau
Niederschlag SumhN(11,4)

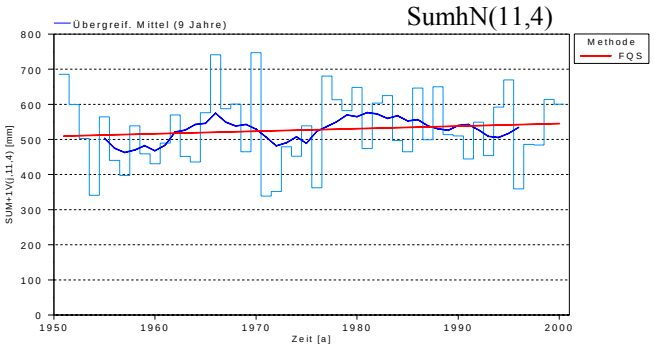


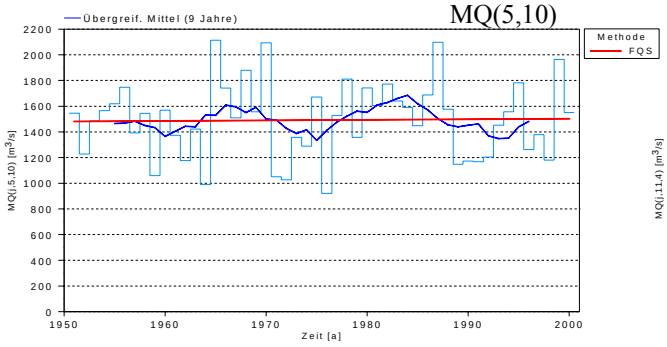
mMQ: Saisonalität nach Parde

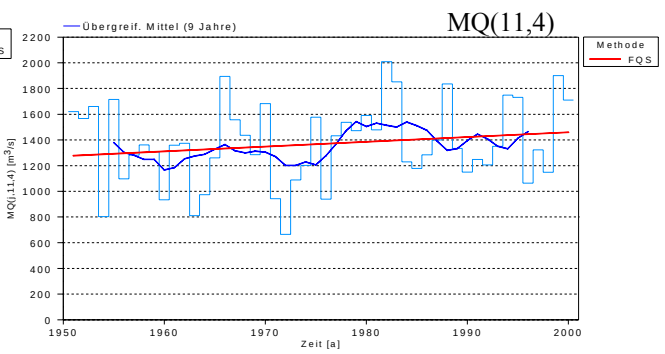


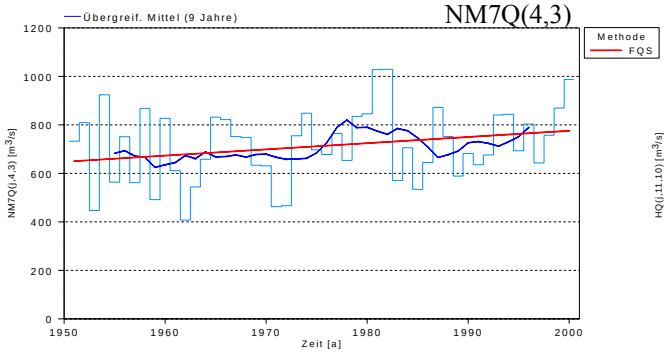
Worms 1951-2000

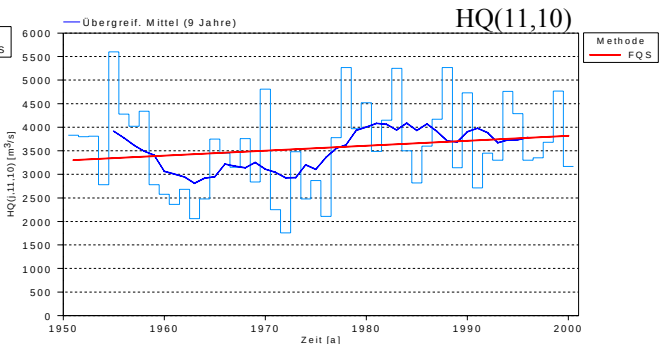


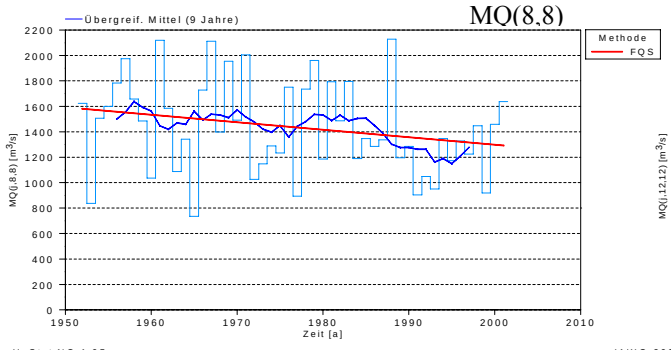


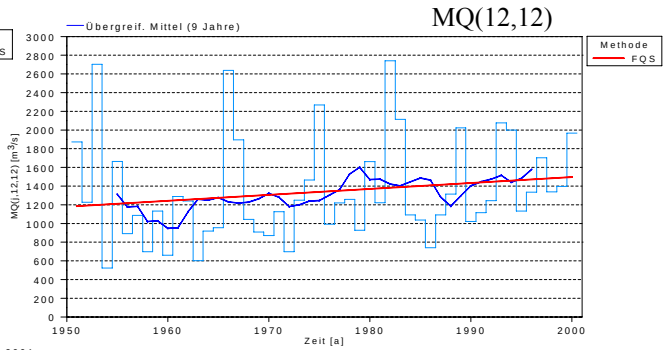


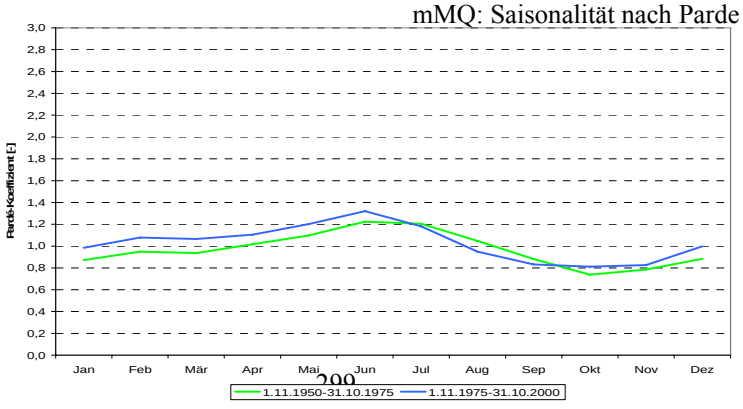












Zusammenfassung Pettstadt/Regnitz

GERHARD BRAHMER

Pegelname / Bezugszeitraum	Pettstadt / (1951-2000)
Fluss	Regnitz
Fluss-km [1])	13,3 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe (NN +....m)	236,55 m +NN
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	7005 km²
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	761
NM7Q [m³/s]	11,8
MQ [m³/s]	51,2
HQ [m³/s]	738
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Pettstadt/Regnitz umfasst ein Einzugsgebiet von 7005 km², die Regnitz mündet unterhalb des Mainpegels Kemmern (4251 km²) bei Bamberg in den Main. Der Waldanteil im Einzugsgebiet der Regnitz liegt bei rund 43 %, in den Flussauen überwiegt die Wiesennutzung. Die Regnitz wird zum größten Teil vom Rhein-Main-Donau-Kanal begleitet. Eine bedeutende Beeinflussung der Wasserführung liegt in der Gebietswasserüberleitung aus der Altmühl über den Brombachstausee (seit 1986 zum Hochwasserschutz im Altmühltal und zur Niedrigwasseraufhöhung in der Regnitz) und aus der Donau (seit 1992 über den Main-Donaukanal und den Rothsee). Insgesamt werden ca. 150 Mio m³/a über diese beiden Wege ins Einzugsgebiet geleitet, dazu kommt noch eine Überleitung aus dem Lechmündungsgebiet zur Verbesserung der Wasserversorgung der Stadt Nürnberg seit den 1960-iger Jahren

Die Niederschläge im Regnitzgebiet zeigen insbesondere für das (wasserwirtschaftliche) Winterhalbjahr einen gut gesicherten zunehmenden Trend, für die Jahresniederschläge einen zunehmenden Trend. Einheitliche Sprünge ergeben sich für 1963/1964 und Mitte der 70-iger Jahre. Der Jahresgang der Niederschläge ist durch ein Regime mit ausgeprägtem Sommermaximum mit sekundärem Maximum im Dezember sowie Minima im Frühjahr und Herbst gekennzeichnet. Für die letzte 25-Jahresperiode lässt sich im Vergleich zu der vorhergehenden Periode eine gewisse Abnahme des Sommermaximums (mit Verschiebung vom Juni in den Juli) und eine Zunahme der Niederschlagsanteile in den Monaten September bis März feststellen.

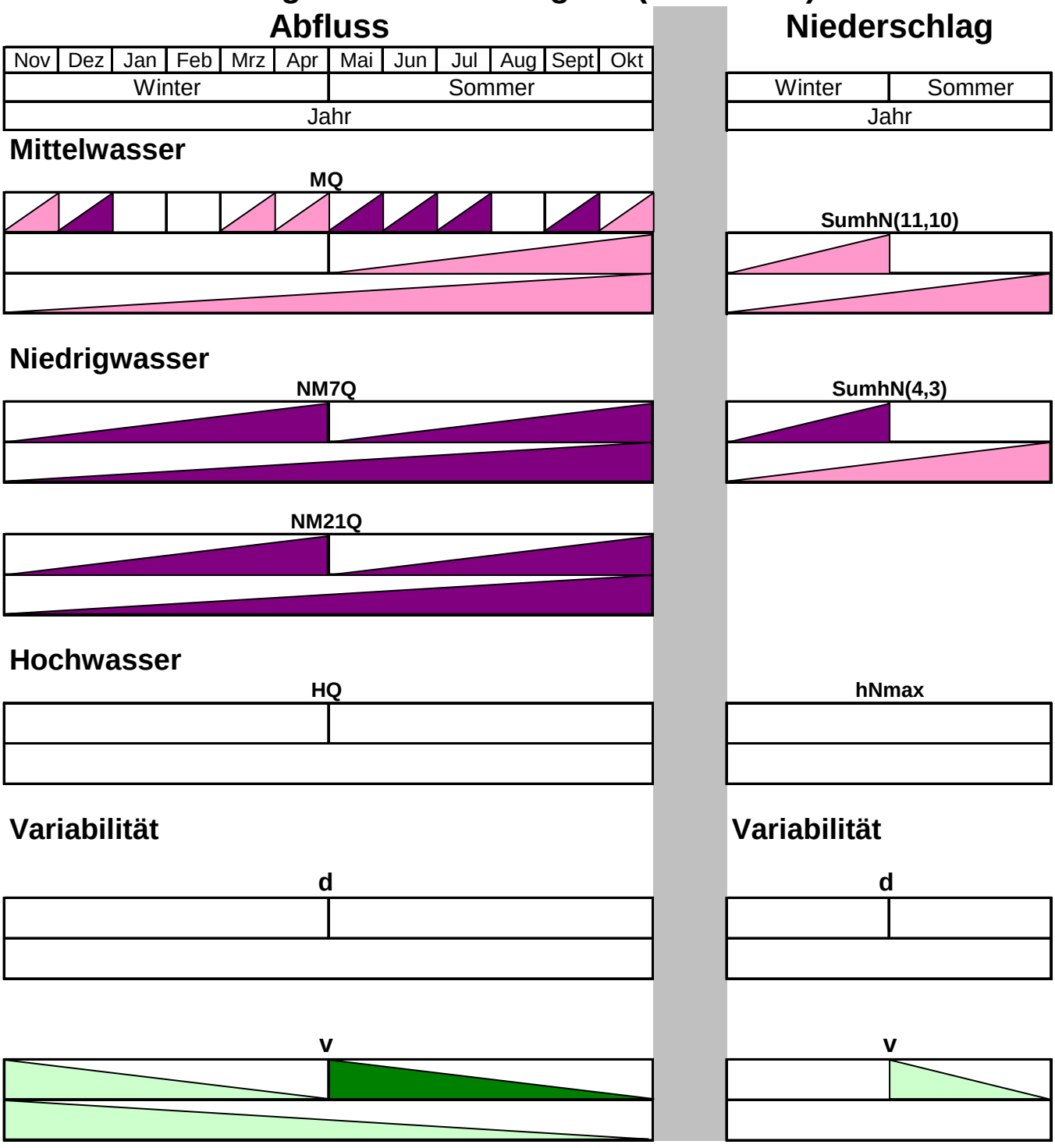
Für die Mittelwasserabflüsse ergeben sich am Pegel Pettstadt zunehmende Trends der Sommer- und Jahresabflüsse. Gut gesicherte zunehmende Trends bei den Abflüssen einiger Sommermonate unterstreichen den Einfluss der Niedrigwasseraufhöhung und der Wasserüberleitung für den Main-Donau-Kanal aus dem Donaugebiet. Für das einfache Abflussregime mit Wintermaximum (Februar/März) und Sommerminimum (August/September) zeig sich bei insgesamt höheren Abflüssen eine niederschlagsbedingte Zunahme der Märzabflüsse für das letzte Vierteljahrhundert.

Für das ganze Spektrum der untersuchten Niedrigwasserkenngrößen ergibt sich ein gut abgesicherter zunehmender Trend, wobei ebenfalls in jeder Zeitreihe ein hochsignifikanter Sprung etwa für 1977 auftritt. Die Zunahme der Niedrigwasserabflüsse im Untersuchungszeitraum beträgt für alle Kenngrößen etwa 12 m³/s. Aufgrund des lediglich auf 80 % Signifikanzniveau absicherbaren Trends der Jahres- und Winterniederschläge und keiner erkennbaren Entwicklung der Sommerniederschläge, ist ein Großteil dieser Niedrigwasserabflusszunahme auf die Wasserüberleitung zurückzuführen.

An der Regnitz überwiegen die Winterhochwasser mit mittlerem Eintrittsdatum im Februar. Für die Hochwasserscheitel zeigt sich eine zunehmende Tendenz. Für die Jahres- und Winterhalbjahresscheitel zeigt sich vor allem ab Mitte der 70-iger Jahre ein deutliche Zunahme, die mit dem Ansteigen der Niederschlagswerte zusammenfällt. Insgesamt ergeben sich jedoch bezüglich der Hochwasserkenngrößen keine auffälligen Veränderungen.

Der Pegel Pettstadt erfasst ziemlich genau die Hälfte des Einzugsgebiets des Mains am Pegel Würzburg. Die festgestellten signifikanten Zunahmen bei den Niedrigwasserkenngrößen sollten sich auch auf den Pegel Würzburg auswirken. Bezüglich der Hochwasserkenngrößen ergeben sich keine erkennbaren Einflüsse, die sich auf den Pegel Würzburg auswirken könnten.

Pegel Pettstadt / Regnitz (1951-2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

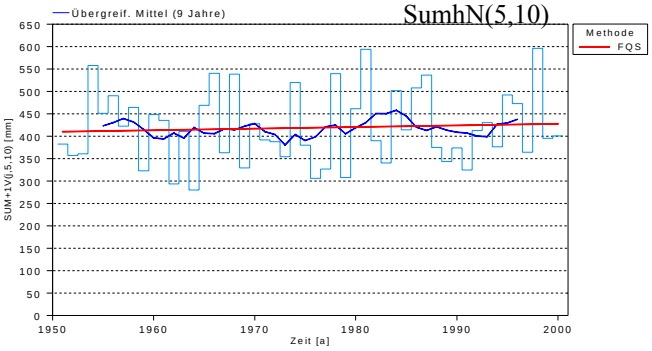
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

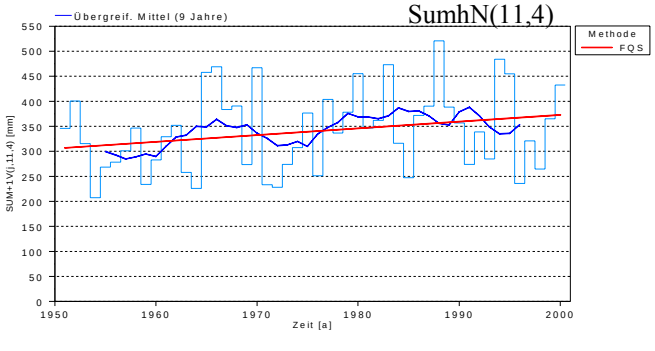
Trend fallend (80% Signifikanz)

Pettstadt 1951-2000

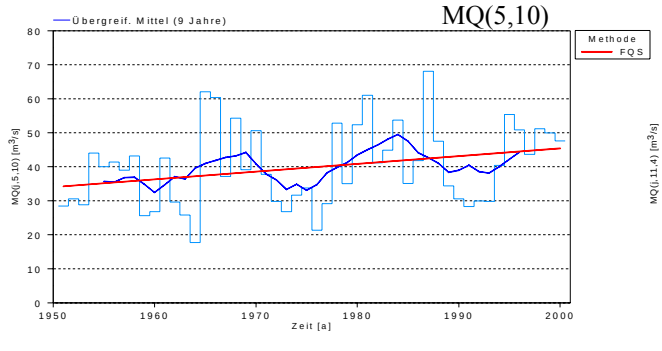
SumhN(5,10)



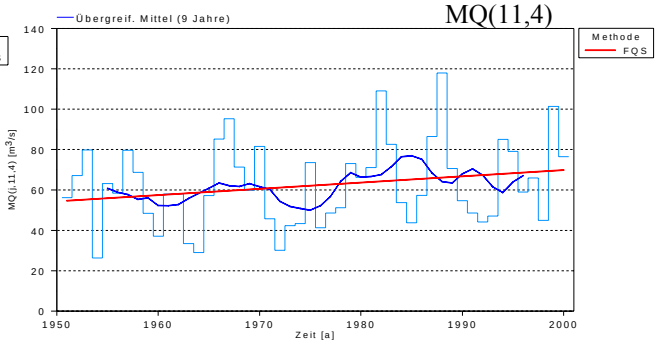
SumhN(11,4)



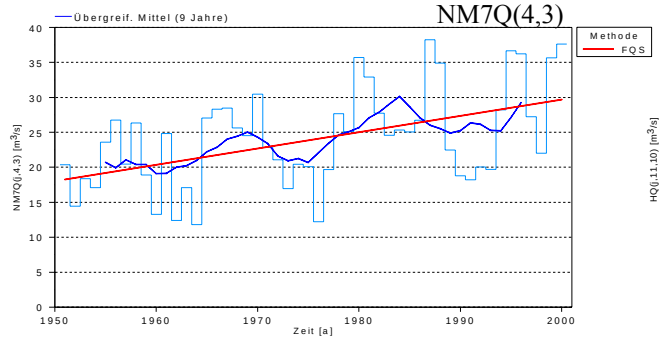
MQ(5,10)



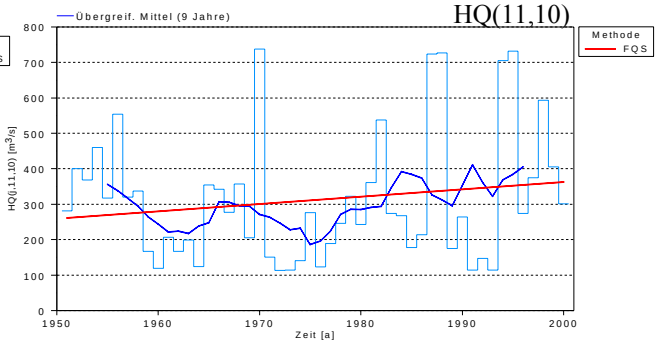
MQ(11,4)



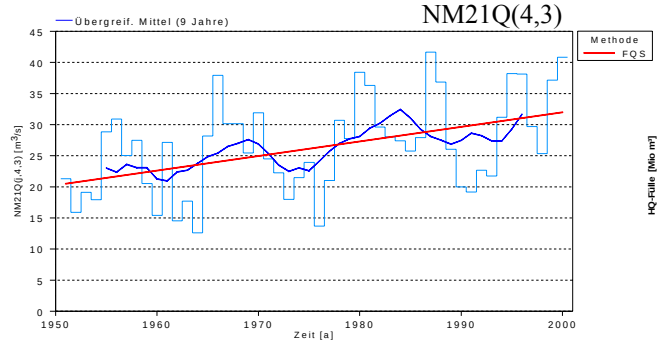
NM7Q(4,3)



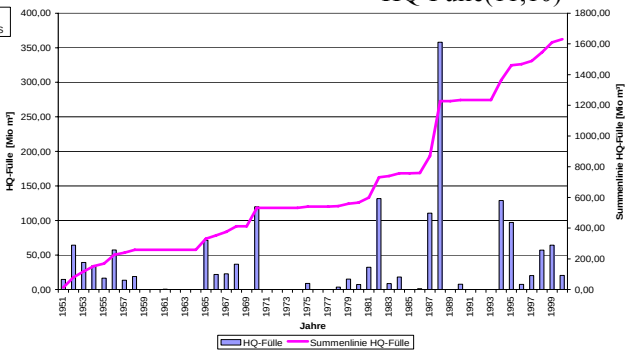
HQ(11,10)



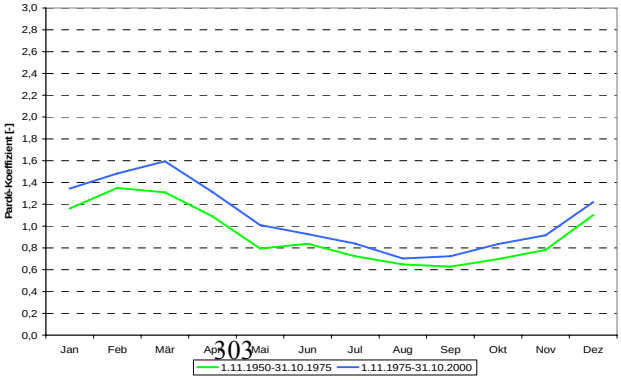
NM21Q(4,3)



HQ-Fülle(11,10)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Würzburg/Main

GERHARD BRAHMER

Pegelname / Bezugszeitraum	Würzburg / (1901-2000)
Fluss	Main
Fluss-km [1])	251,97 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe (NN +....m)	164,55 m +NN
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	14031 km²
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	740
NM7Q [m³/s]	13,6
MQ [m³/s]	110
HQ [m³/s]	1640
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Würzburg ist der älteste noch heute betriebene Pegel am Main, regelmäßige Registrierungen mittels Schreibpegel erfolgen seit 1823. Der Pegel mit einem Einzugsgebiet von 14031 km² liegt 252 km oberhalb der Mündung in zentraler Lage des Maingebiets. Die Höhenerstreckung reicht von 885 m +NN im Fichtelgebirge bis 165 m +NN am Pegel. Der Waldanteil nimmt etwa 38 % der Landnutzung im Einzugsgebiet ein. Als Bestandteil der Verbindung Rhein-Main-Donau ist der Main als Schifffahrtsweg bei Würzburg auch von der Wasserüberleitung aus dem Donaugebiet in das Regnitzgebiet betroffen.

Die Niederschläge im Einzugsgebiet des Pegels Würzburg zeigen für die lange Reihe des Jahres und des Winterhalbjahres einen zunehmenden Trend (95% S.) mit einheitlichem Sprung für 1964. Für die kurze Reihe 1951-2000 weist das wasserwirtschaftliche Winterhalbjahr einen gut gesicherten Trend auf, während sich für das Jahr lediglich ein Trend auf 80 % Signifikanzniveau absichern lässt. Der Jahresgang der Niederschläge ist durch ein Regime mit ausgeprägtem Sommermaximum gekennzeichnet. Für die letzte 25-Jahresperiode lässt sich im Vergleich zu den vorhergehenden Perioden eine Abnahme des Sommermaximums (insbesondere August) und die Ausbildung eines sekundären Dezembermaximums sowie eine Zunahme der Niederschlagsanteile für den März feststellen.

Für die Mittelwasserabflüsse zeigen sich am Pegel Würzburg für die kurze Reihe zunehmende Trends der Sommer-, Winter-, Jahres- und nahezu aller Monatsabflüsse. Einzelmonate mit zunehmendem Trend sind vor allem Mai und Juni, die offenbar von den zunehmenden Gebietswasservorräten aus dem Winterhalbjahr profitieren. Ursache für dieses Trendverhalten sind vor allem die stark erhöhten Abflüsse aus den feuchten 1980-iger Jahren. Für das einfache Abflussregime mit Wintermaximum und Sommerminimum ergibt sich bis auf eine leicht verstärkte Ausprägung der hohen winterlichen Abflussanteile keine weitere Veränderung.

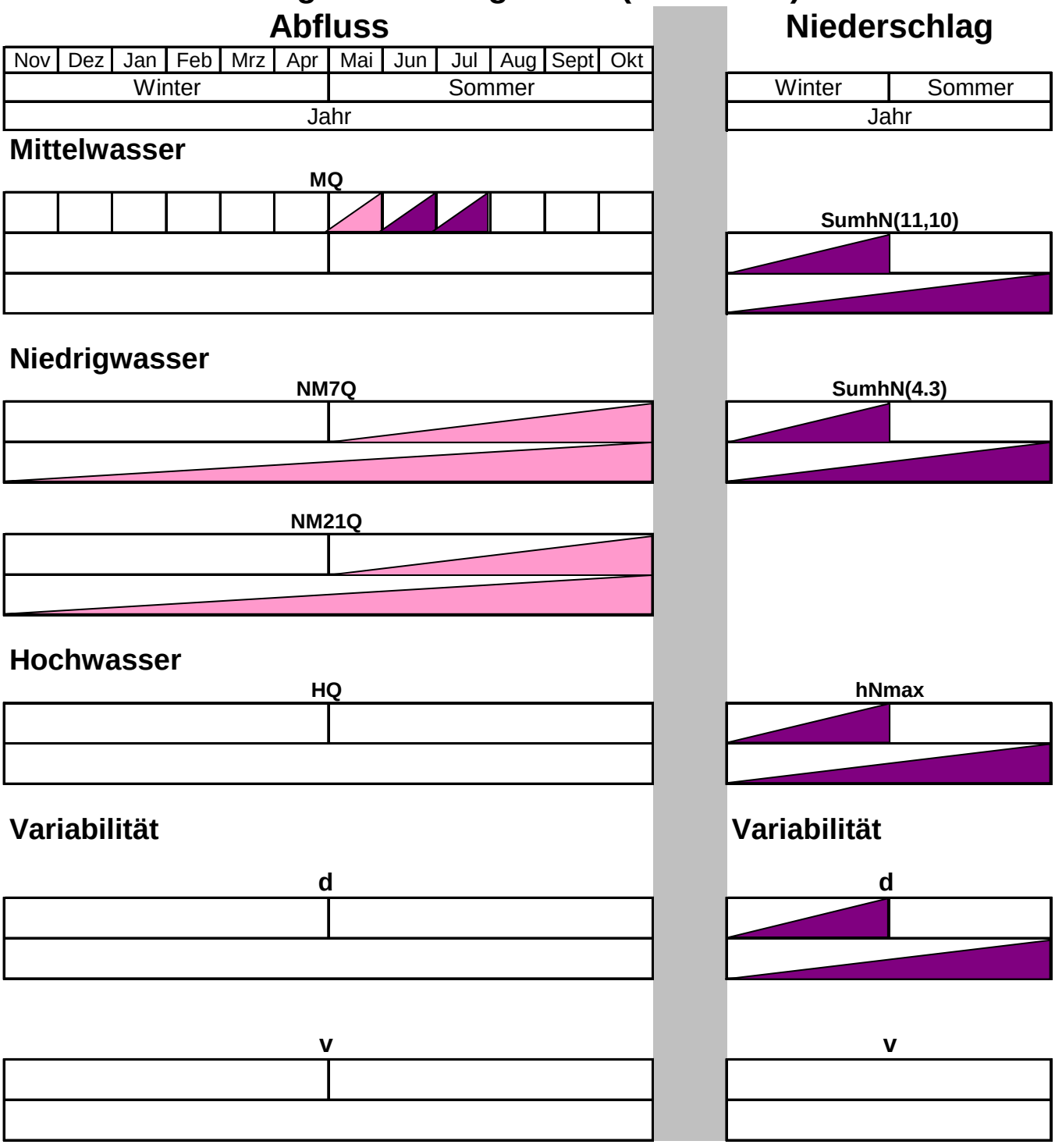
Bei den Niedrigwasserkenngrößen werden für die lange Reihe für die Sommer- und Jahresreihen zunehmende Trends mit einheitlichem Sprung für 1977/78 aufgefunden. Bei der kurzen Reihe von 1951 bis 2000 ergeben sich für alle Zeitreihen zunehmende Trends, wobei für

die Kenngröße NM21Q (mit Sprüngen zw. 1977 und 1980) gut abgesicherte zunehmende Trends für die Sommer- und Jahresreihe festgestellt werden. Die Abflusszunahme bei den Niedrigwasserkenngrößen von ca.15 m³/s, passt sehr gut zu den größten Überleitungen aus dem Donaugebiet in den Sommermonaten. Auch der zunehmende Trend für das NM21Q, welches in etwa dem für die Schifffahrt bedeutsamen GlW entspricht, unterstreicht den Einfluss aus Niedrigwasseraufhöhung, Schleusungswasser und Wasserhaltung (Sprung für NM7Q für 1993).

Für den Pegel Würzburg/Main sind die Winterhochwasser (mittleres Eintrittsdatum Anfang Februar) vorherrschend, die Sommerhochwasser treten i.d.R. Ende Juni und im Juli auf. Hinsichtlich der untersuchten Hochwasserkenngrößen lassen sich keine Entwicklungen erkennen.

Das Einzugsgebiet des Pegels Würzburg wächst bis zur Mündung in den Rhein um weitere 13177 km² an, so dass der Pegel Würzburg etwa lediglich die Hälfte des gesamten Maineinzugsgebietes abdeckt. Für den Pegel Würzburg lassen sich insbesondere Zunahmen für MQ und insbesondere NQ im Sommerhalbjahr festhalten, die sich auch stromab bemerkbar machen können.

Pegel Würzburg / Main (1901-2000)



Zeichenerklärung

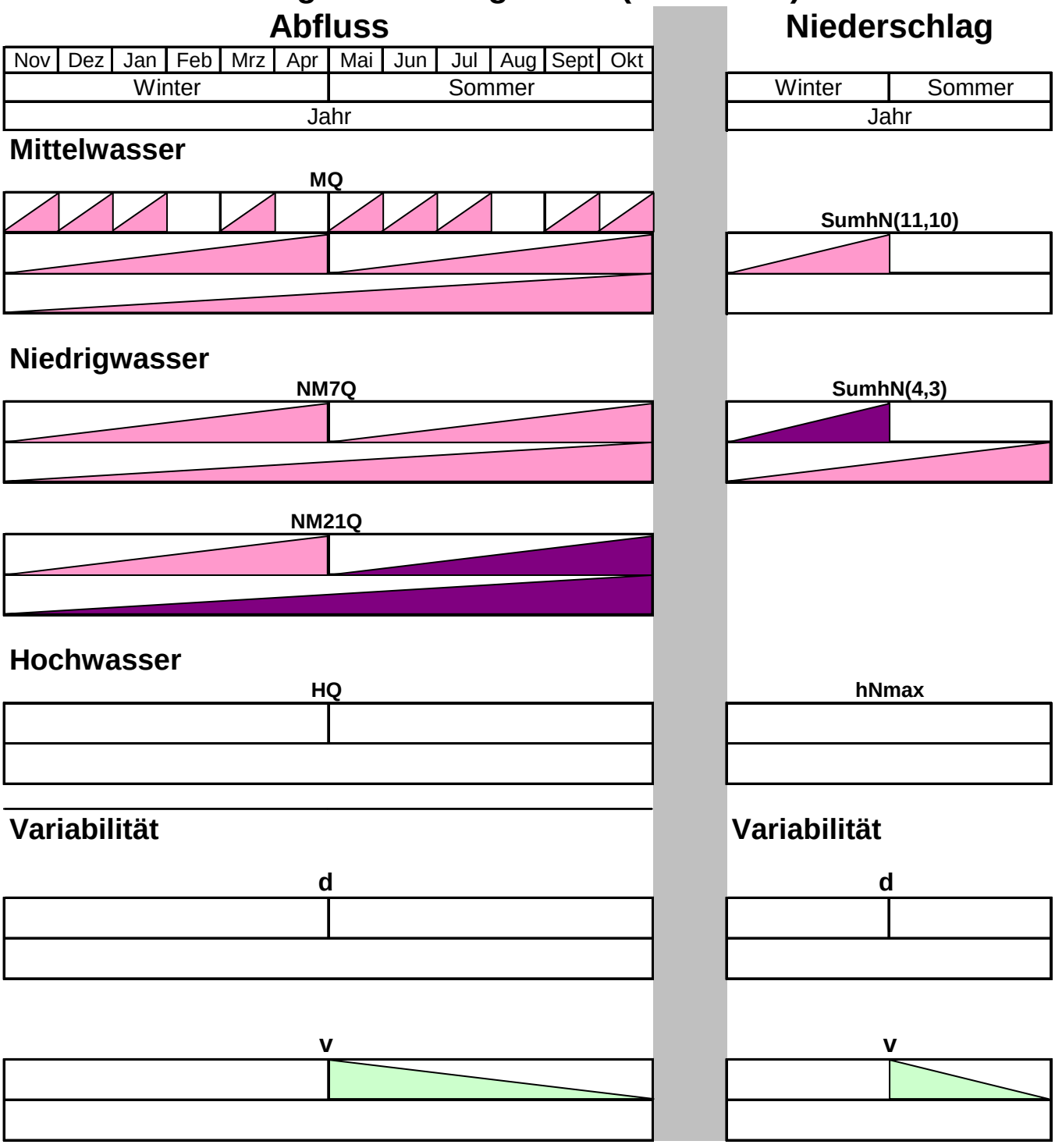
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Würzburg / Main (1951-2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

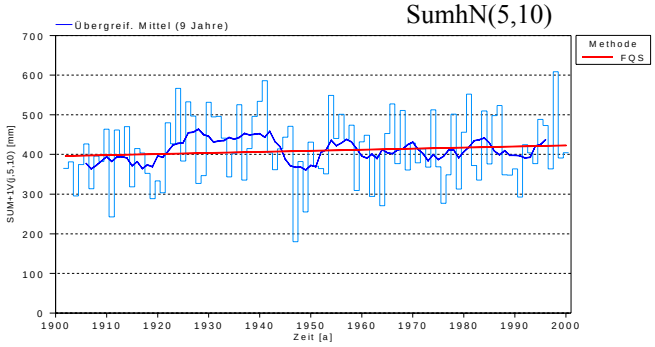
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

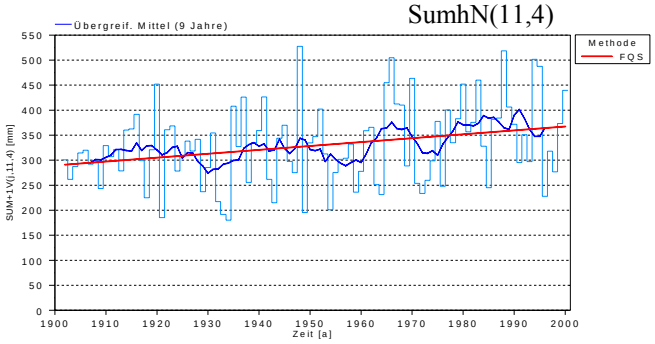
Trend fallend (80% Signifikanz)

Würzburg 1901-2000

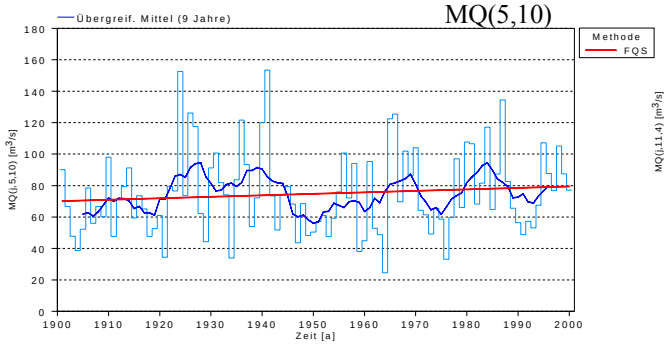
SumhN(5,10)



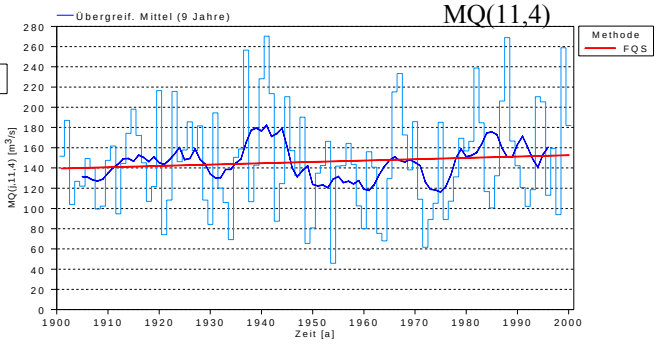
SumhN(11,4)



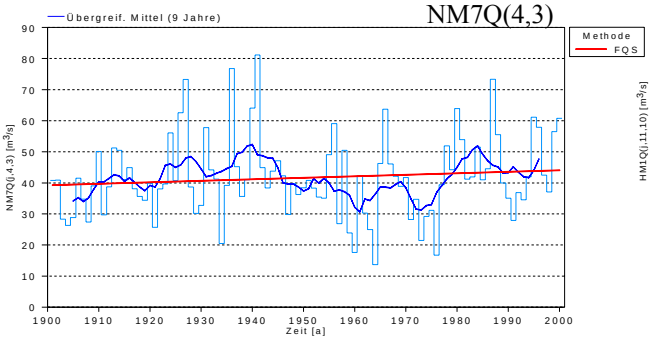
MQ(5,10)



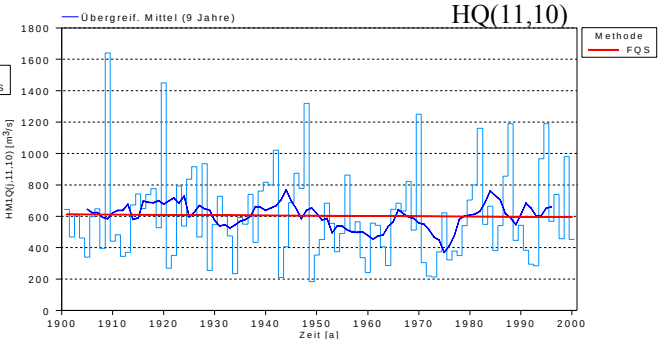
MQ(11,4)



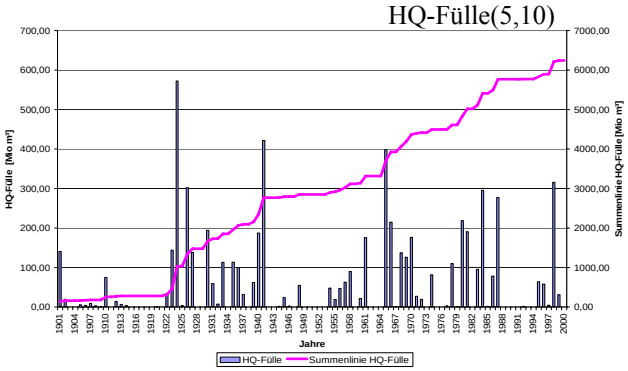
NM7Q(4,3)



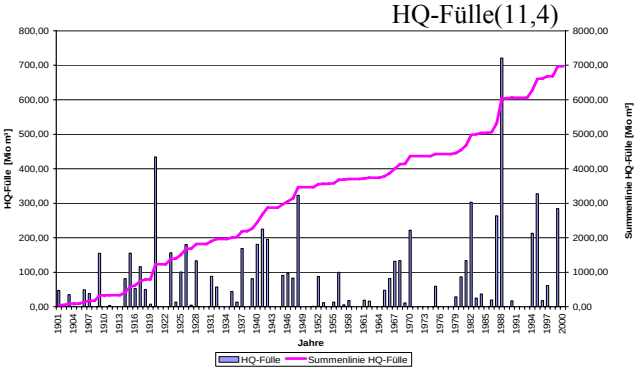
HQ(11,10)



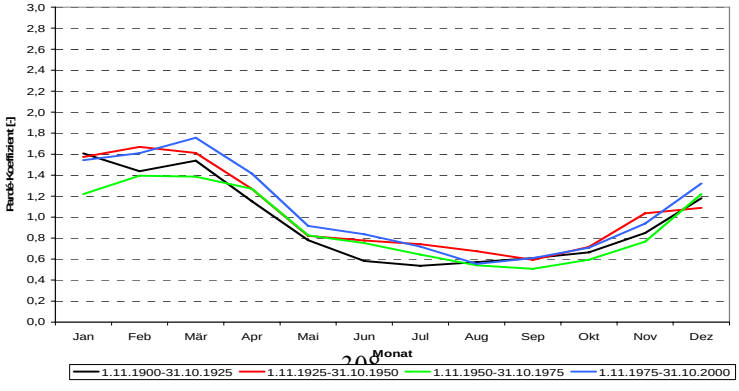
HQ-Fülle(5,10)



HQ-Fülle(11,4)

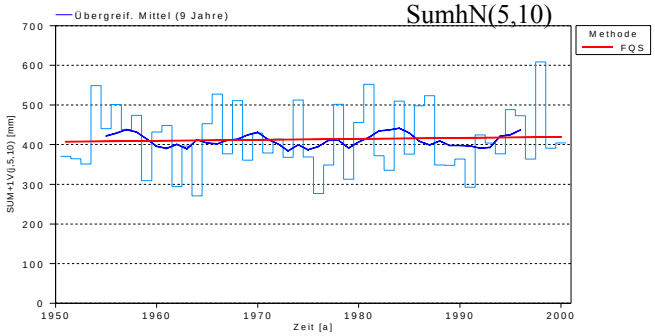


mMQ: Saisonalität nach

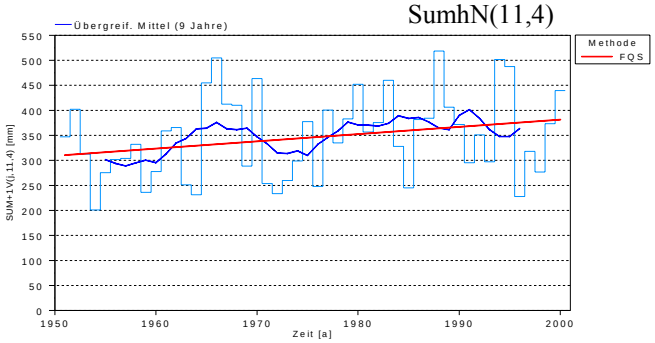


Würzburg 1951-2000

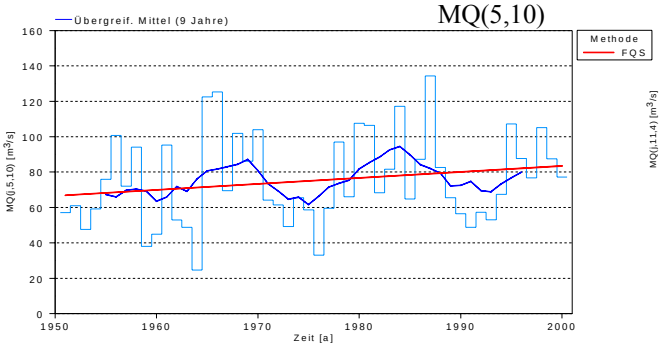
SumhN(5,10)



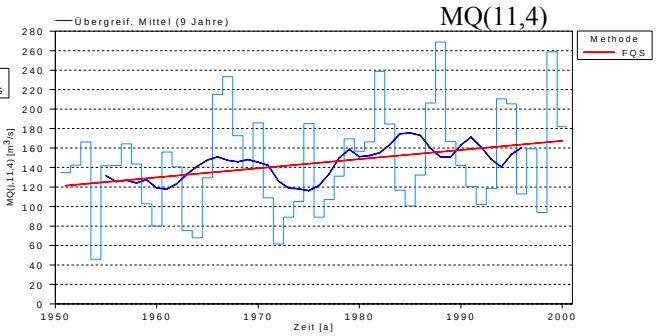
SumhN(11,4)



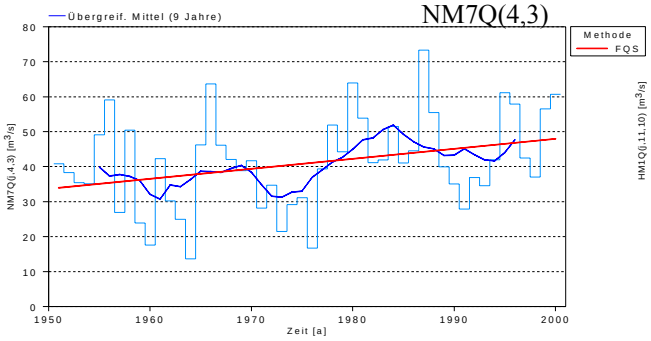
MQ(5,10)



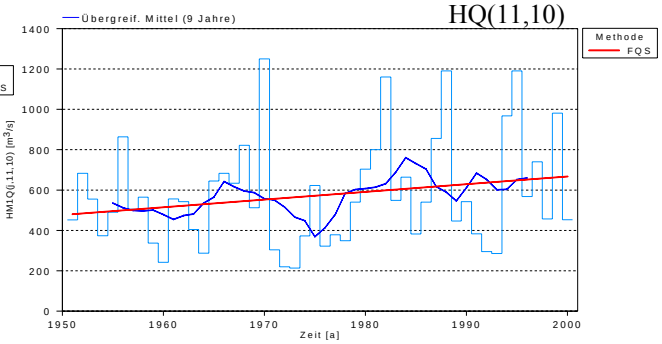
MQ(11,4)



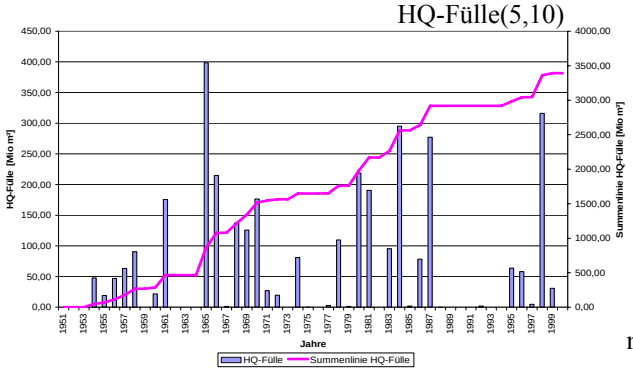
NM7Q(4,3)



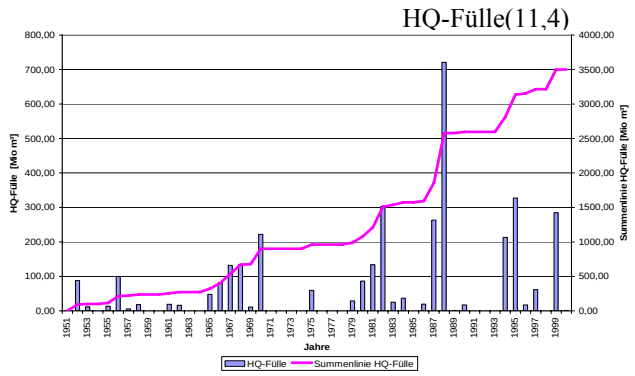
HM1Q(11,10)



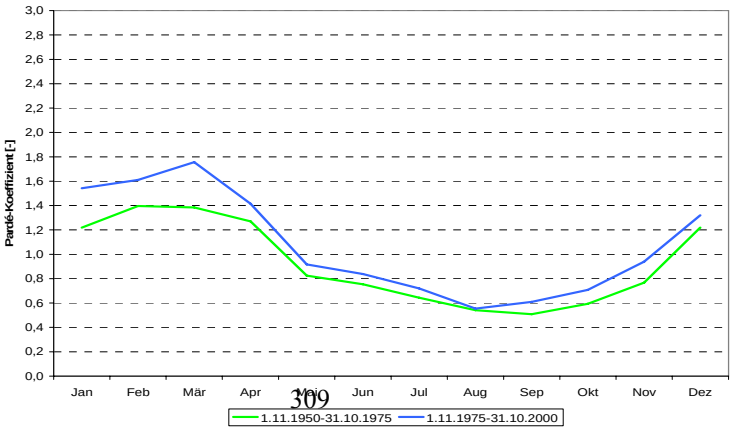
HQ-Fülle(5,10)



HQ-Fülle(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Pardé



Zusammenfassung Grolsheim / Nahe

ANDREAS MEUSER

Pegelname / Bezugszeitraum	Grolsheim / (1951-2000)
Fluss	Nahe
Fluss-km [1])	7,4
Pegel-Höhe (NN +....m)	84,63
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	4013
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	771
NM7Q [m³/s]	1,75
MQ [m³/s]	30,8
HQ [m³/s]	1000
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) Entfernung von der Mündung

[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel

[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode

[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Grolsheim liegt 7,4 km oberhalb der Mündung auf ca. 84 m ü. NN. Die Nahe mündet bei Bingen (Rhein-km 529) in den Rhein. Die Einzugsgebietsgröße bis zum Pegel Grolsheim umfasst mit 4013 km² nahezu das gesamte Einzugsgebiet der Nahe (4067 km²). Sie entspringt in der Nähe der saarländischen Gemeinde Selbach. Der größte Nebenfluss der Nahe ist der Glan mit einem Einzugsgebiet von rund 1200 km².
Das Einzugsgebiet der Nahe ist als Mittelgebirge anzusprechen und hauptsächlich ländlich strukturiert. Die größeren Städte sind: Idar-Oberstein, Kaiserslautern, Bad Kreuznach und Bingen an der Mündung der Nahe in den Rhein. Das Einzugsgebiet der Nahe ist gekennzeichnet von hohen Niederschlägen im Nordwesten, die gegen Ost und Süd-Ost abnehmen.

Die Auswertung der Trenduntersuchungen zeigt, dass die Gebietsniederschläge für das gesamte Einzugsgebiet der Nahe (Pegel Grolsheim) eher zunehmen. Statistisch abgesichert ist dies allerdings nur für die Niederschlagssummen der Winterhalbjahre. Das Niederschlagsregime des Naheeinzugsgebiet (nach Pardé) weist in der Periode 1950 bis 1975 eine Mehrgipfeligkeit auf. Die Periode 1975 bis 2000 zeigt eine veränderte Situation. Der August weist nun ein fast ebenso geringes Niederschlagsaufkommen wie der April auf. Weiterhin sind für März, Oktober sowie Dezember und Januar deutliche Tendenzen zu höheren Pardé-Koeffizienten zu beobachten.

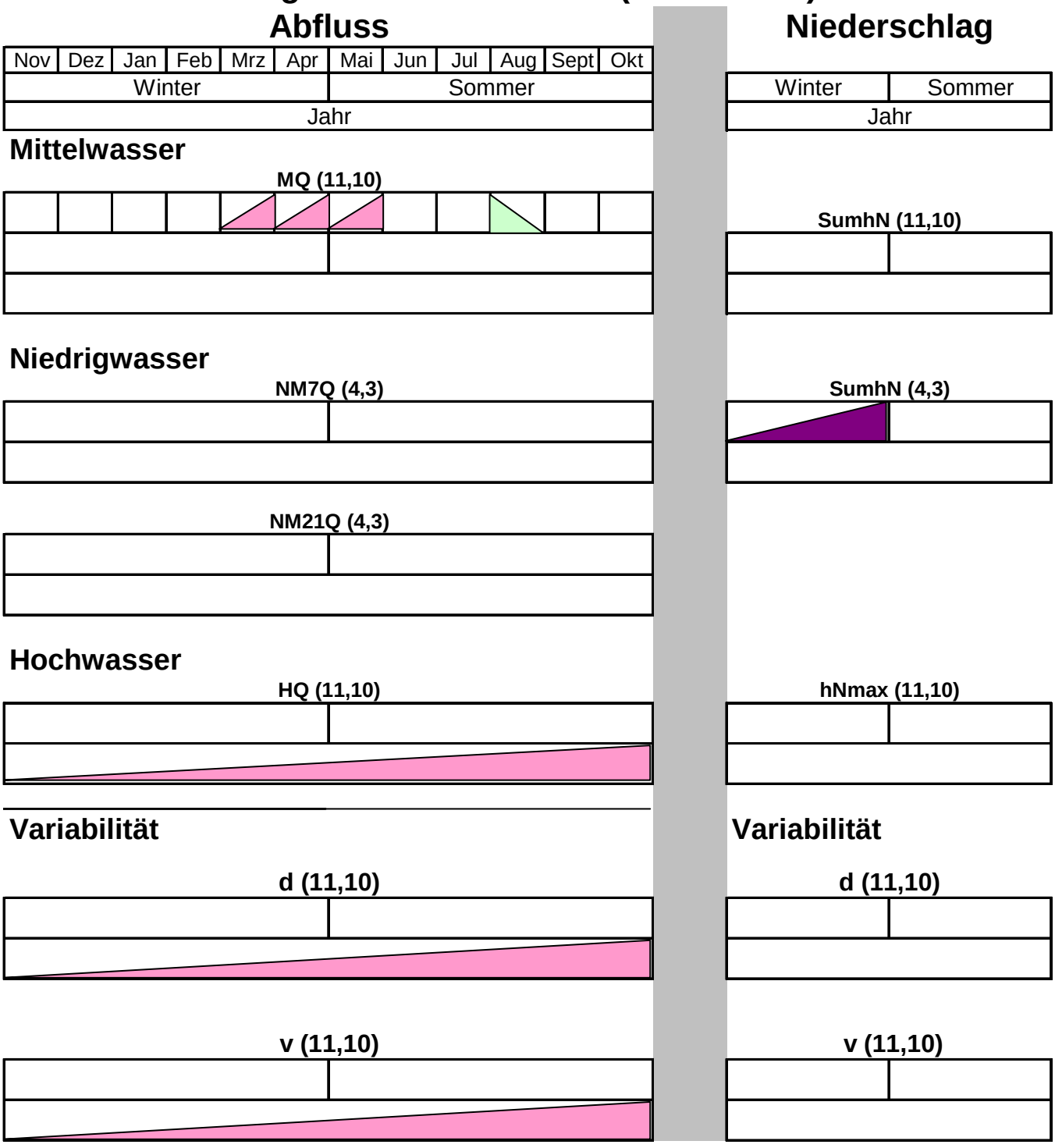
Für die mittleren Abflüsse am Pegel Grolsheim sind keine gesicherten Trends auf dem 95 % - Niveau nachweisbar. Positive Trends auf dem 80%-Niveau sind für die mittleren Abflüsse der Monate März bis Mai sowie Abnahmen im August zu verzeichnen. Die Beurteilung des Abflussregimes über die Pardé-Koeffizienten bestätigt die Verringerung der Augustniederschläge in den mittleren Abflüssen, ebenso den entsprechenden Anstieg der Niederschläge im Januar- und März. Das Abflussregime ist nach Pardé als „Komplexes Regime 1. Grades“ anzusprechen, als „pluvialer Typ atlantischer Prägung“. Die Analyse der Terme der Wasserhaushaltsgleichung zeigt gegliedert nach je zwei 25-Jahresperioden eine Zunahmen aller Wasserhaushaltsgrößen im Winterhalbjahr.

Die Kennwertserien für die Niedrigwasserverhältnisse zeigen für Winter-, Sommer- und Jahresbezug uneinheitliche Werte. Eine statistische Absicherung als Trend ist nicht möglich. Im Vergleich zur Niederschlagsentwicklung passt vor allem die sommerliche Verschiebung des Eintrittsdatums der Niedrigwasserkenngrößen auf Ende August sowie die entsprechende Verschiebung der Jahresserie auf Anfang September, da die mittleren Augustniederschläge in Relation zum Jahresmittel in der Periode 1976 – 2000 sowie der mittlere Augustabfluss tendenziell abgenommen haben. Anthropogene Einflüsse auf das Verhalten der Niedrigwasserkenngrößen sind nicht erkennbar.

Generell lässt sich für den Pegel Grolsheim eine Entwicklung zur Verstärkung der Hochwasserscheitel erkennen. Statistisch auf dem 80% - Niveau gesichert ist die Zunahme der Hochwasserscheitelabflüsse für die Jahresserie, mit Sprüngen Mitte der 70er Jahre.

Zu den Abflussdaten lassen sich keine anthropogenen Einflüsse korrelieren. Die Änderungen der Abflussverhältnisse im Nahegebiet wirken sich nur marginal auf das Abflussregime des Rheins aus. Dazu ist das Einzugsgebiet mit 4000 km² zu klein, gemessen an der Einzugsgebietsgröße des Rheineinzugsgebiets von rund 100000 km² bis Bingen.

Pegel Grolsheim / Nahe (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

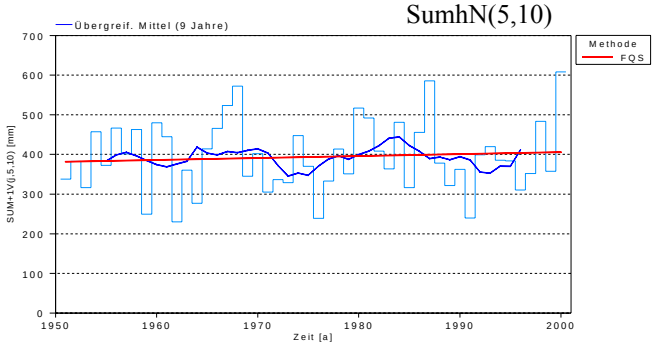
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

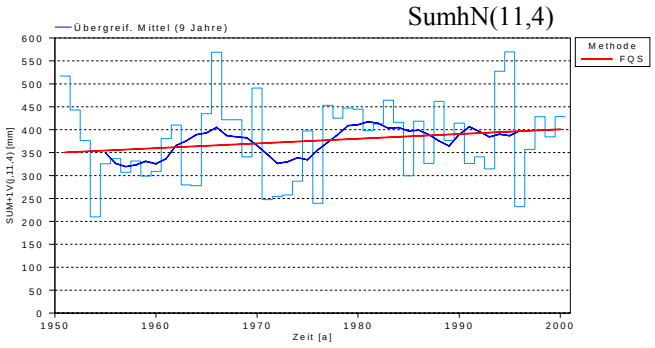
Trend fallend (80% Signifikanz)

Grolsheim 1951-2000

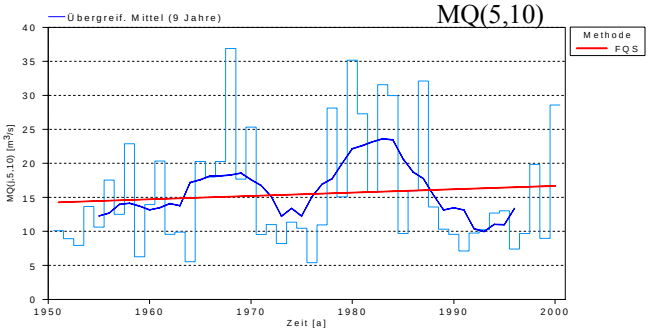
SumhN(5,10)



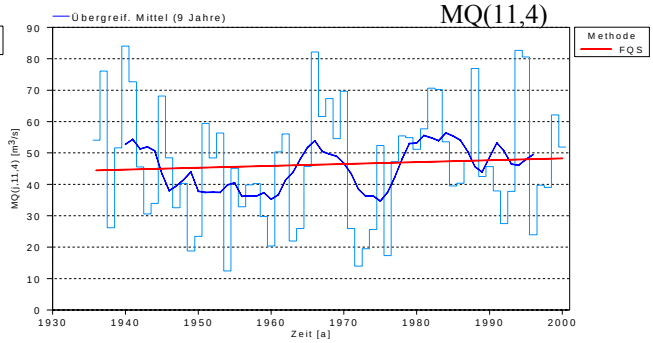
SumhN(11,4)



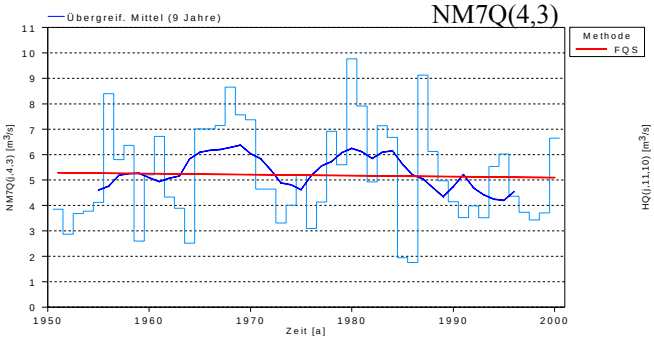
MQ(5,10)



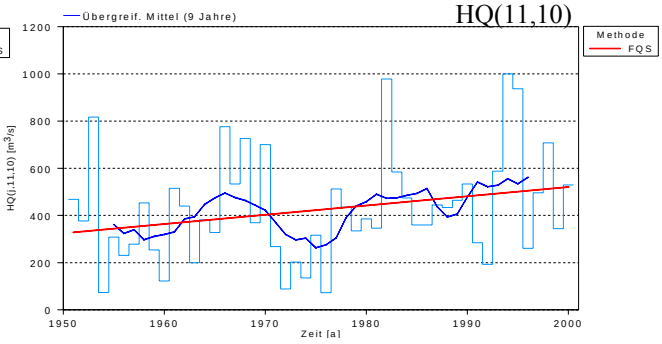
MQ(11,4)



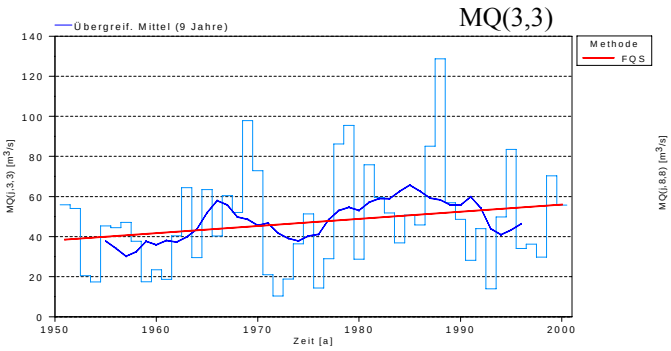
NM7Q(4,3)



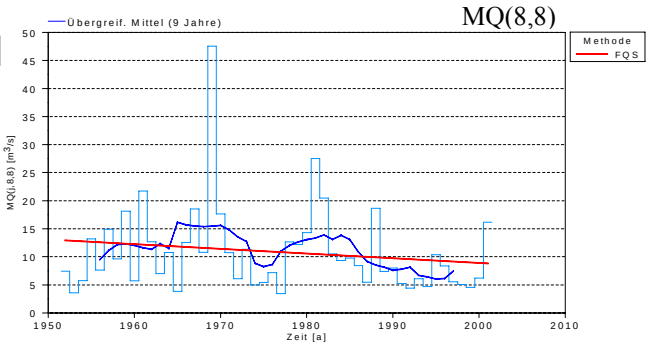
HQ(11,10)



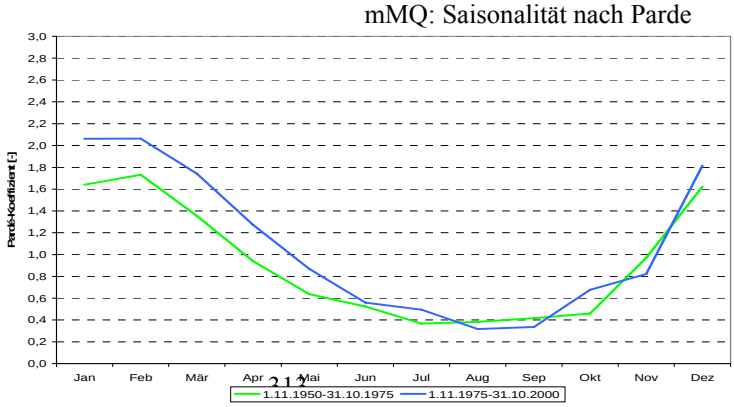
MQ(3,3)



MQ(8,8)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Kaub/Rhein

ANDREAS MEUSER

Pegelname / Bezugszeitraum	Kaub / (1901-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	546,2
Pegel-Höhe (NN +....m)	67,66
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	103488
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1018
NM7Q [m³/s]	460
MQ [m³/s]	1650
HQ [m³/s]	7200
Abflussregime-Typ [4])	Regen-Schnee-Regime

[1]) unterhalb der Rheinbrücke Konstanz

[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel

[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode

[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Kaub liegt bei Rhein-km 546,2 in unmittelbarer Nähe der auf einer Rheininsel liegenden Burg Pfalzgrafenstein. Der Pegelnullpunkt liegt auf 67,66 m ü. NN.
Das Einzugsgebiet des Rheins umfasst bis zum Pegel Kaub 103488 km². Pegelaufzeichnungen existieren seit 1818. Der Rhein vom Pegel Worms ist bis Bingen dem nördlichen Oberrhein zu zuordnen. Mit Eintritt des Rheins in das Rheinische Schiefergebirge beginnt der Mittelrhein. Das Einzugsgebiet dieses Rheinabschnittes zwischen Worms und Kaub beträgt 34661 km². Der größte Zufluss zum Rhein ist der Main mit einem Einzugsgebiet von rund 27000 km. Auf der Rheinstrecke zwischen Worms und Kaub sind seit dem 19. Jahrhundert flussbauliche Maßnahmen durchgeführt worden, wenn auch nicht in dem Maße wie zwischen Basel und Worms. Insbesondere nach dem Hochwasser 1882/83, bei dem zahlreiche Deiche gebrochen waren, wurden die Deiche im Bereich Worms bis Mainz erhöht und verstärkt. Den Hauptdeichen (Winterdeiche) sind vor allem auf der hessischen Seite niedrigere Sommerdeiche vorgelagert. Diese werden erst bei größeren Hochwassern überflutet. Die dann gefüllten Sommerpolder können Hochwasser wirksam abmindern. Das Rückhaltevolumen der Sommerpolder beträgt rund 70 Millionen m³.

Die Auswertung der Trenduntersuchungen zeigt, dass die Gebietsniederschläge für das gesamte Einzugsgebiet des Oberrheins bis zum Pegel Kaub tendenziell zunehmen. Statistisch abgesichert ist dies für die Niederschlagssummen der Winterhalbjahre und Jahresserien (LR und KR). Die maximalen Monatsniederschläge weisen nur für die Winterserie und die Jahresserie der 100-jährigen Reihe eine abgesicherte steigende Tendenz auf (95% - Niveau).

Für die mittleren Abflüsse am Pegel Kaub ist ein gesicherter Anstieg für den Monat Dezember (LR und KR), Februar (LR) und untergeordnet auch März (LR) nachweisbar. Entsprechend ist auch eine Zunahme des mittleren Abflusses für das Winterhalbjahr (LR) und die Jahresreihe (LR) sowie eine Abnahme im August (LR und KR) zu verzeichnen. Bei der Betrachtung der Ergebnisse für die Pegel Basel, Maxau, Worms und Kaub wird ersichtlich, dass die sommerliche Abnahme sowie die winterliche Zunahme der mittleren Abflüsse mit zunehmendem Einzugsgebiet statistisch immer weniger deutlich wird**.** Es ist aber bereits stärker als

für den Pegel Worms eine Änderung des Abflussregimes in Richtung pluvialen Regimes zu erkennen. Das Abflussregime ist nach Pardé als „Komplexes Regime 2. Grades“ anzusprechen und stellt ein „Regen-Schnee-Regime“ dar.

Die Kennwertserien für die Niedrigwasserverhältnisse für den Pegel Kaub zeigen für den Bezugszeitraum 1901 bis 2000 sowohl für die NM7Q und NM21Q für das Jahr als auch für das Winterhalbjahr statistisch abgesichert ansteigende Werte mit Sprüngen Anfang der 70er Jahre, während für das Sommerhalbjahr eher eine Entwicklung zu abnehmenden Werten zu verzeichnen ist, ohne jedoch statistisch abgesichert zu sein. Die Entwicklung der Niedrigwasser entspricht der der Pegel Basel und Maxau und Worms. Für die Bezugszeitreihe 1951 bis 2000 gilt prinzipiell dasselbe, allerdings sind die Signifikanzen bei NM7Q nicht gegeben.

Das Hochwasserregime des Rheins am Pegel Kaub verliert seinen nival geprägten Charakter zu Gunsten eines pluvial geprägten Flusses. Somit treten größere Hochwasser vor allem im Winter auf. Statistisch verhalten sich die Veränderungen der Hochwasserabflüsse am Pegel Kaub ähnlich wie für den Rheinpegel Worms.

Die Scheitelabflüsse des Rheins am Pegel Kaub nehmen für die Jahres- und Winterserie statistisch auf dem 95% - Niveau abgesichert zu (LR), mit Sprung Mitte der 70er Jahre. Für die Reihe ab 1951 ist eine Zunahme statistisch nicht nachweisbar. Eine statistische Absicherung der Zunahme der Hochwasserscheitel in den Sommermonaten ist nicht gegeben. Ein Vergleich der Hochwasserscheitelentwicklung der Pegel Basel, Maxau und Worms und Kaub legt die Vermutung nahe, dass der Einfluss des Oberrheinausbaus für die Masse der Hochwasser von einem generellen Anstieg der Hochwasserscheitel überlagert wird.

Pegel Kaub / Rhein (1901 - 2000)

Zeichenerklärung

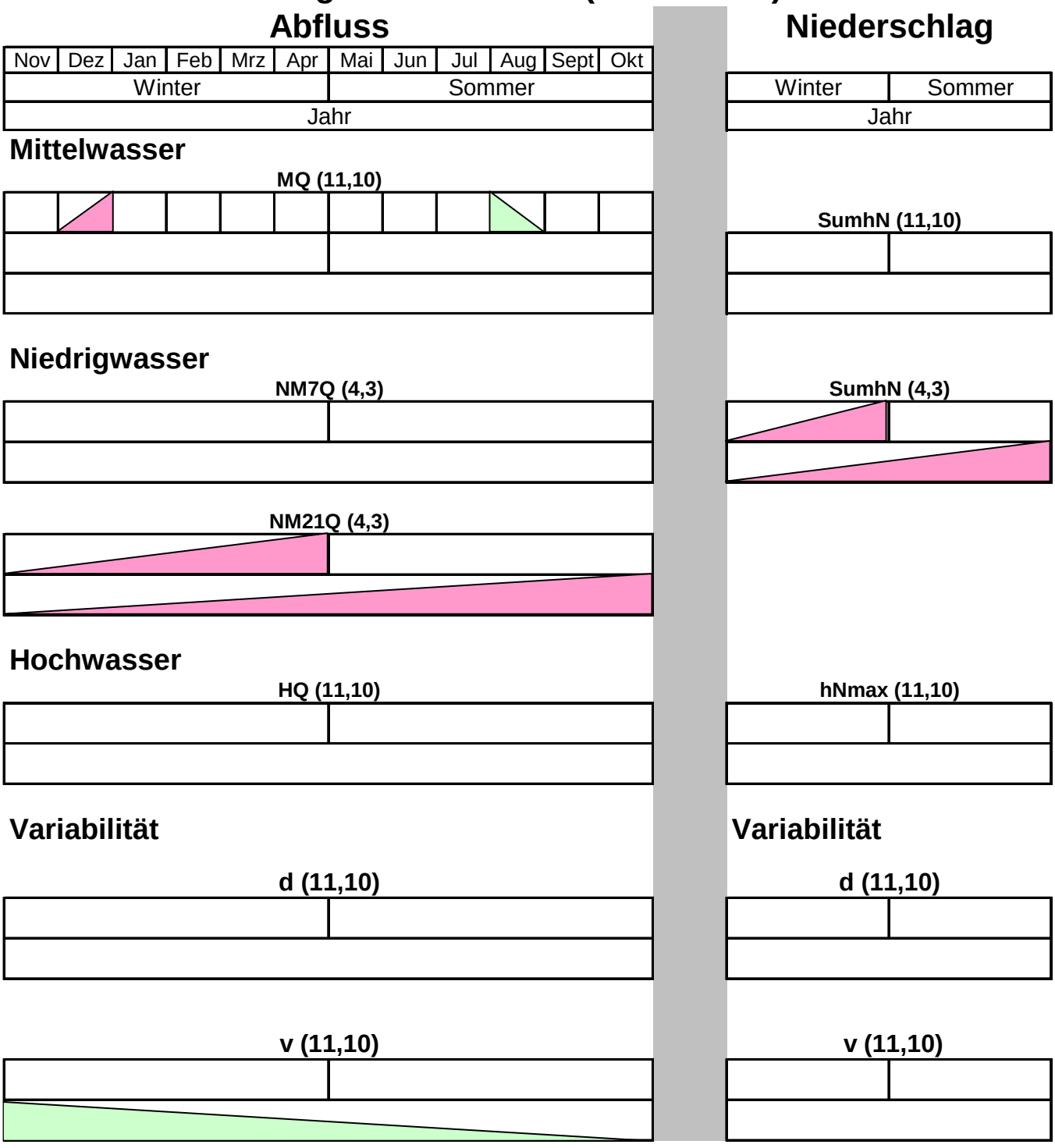
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Kaub / Rhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

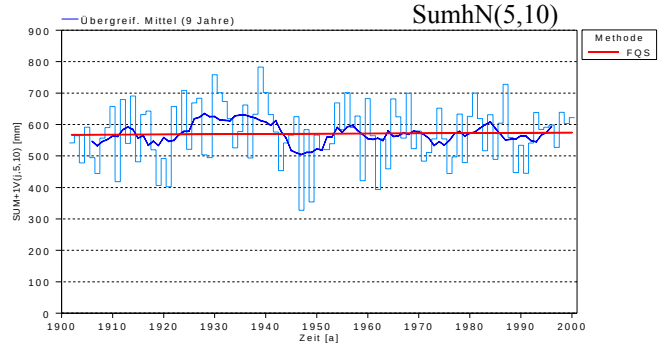
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

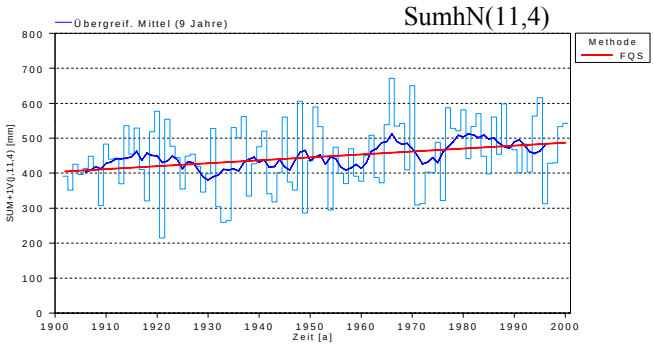
Trend fallend (80% Signifikanz)

Kaub 1901-2000

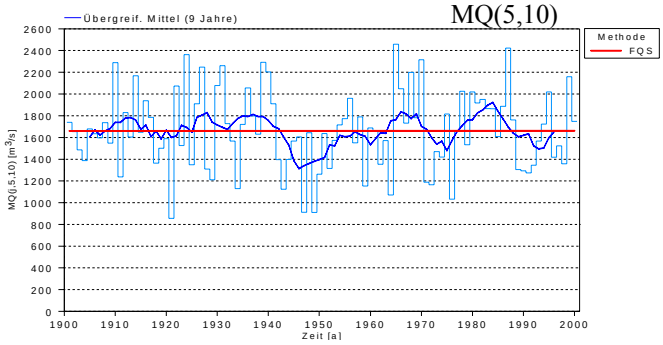
SumhN(5,10)



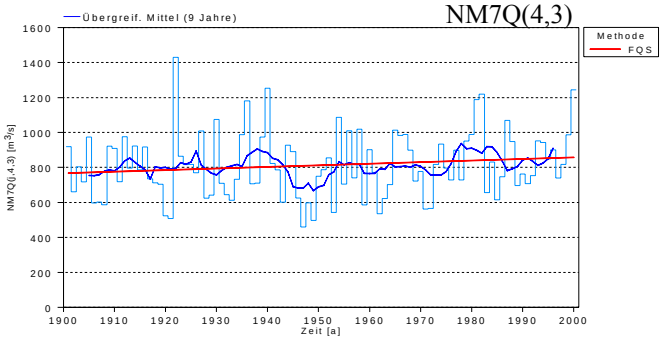
SumhN(11,4)



MQ(5,10)

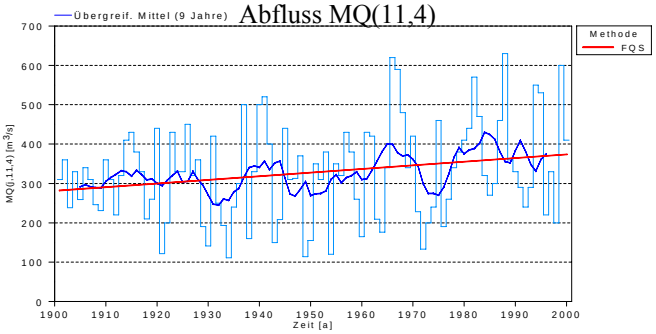


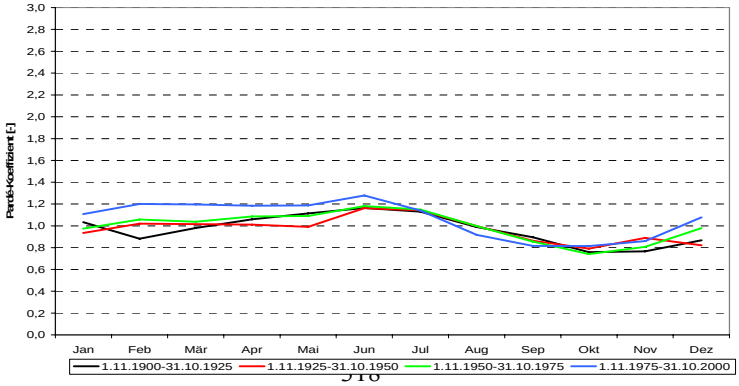
NM7Q(4,3)



Zwischengebiete Kaub – Worms

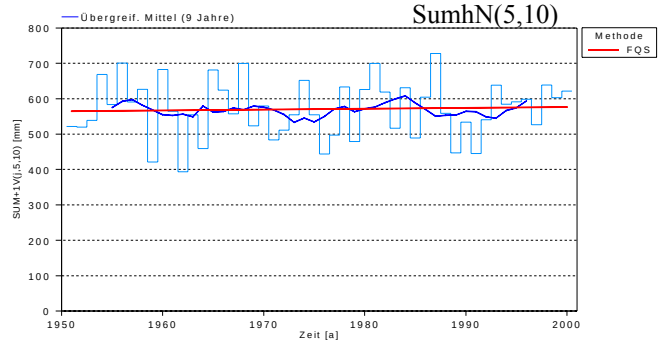
Abfluss MQ(11,4)



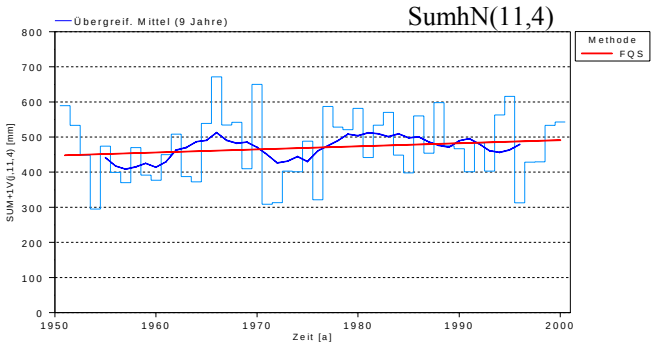


Kaub 1951-2000

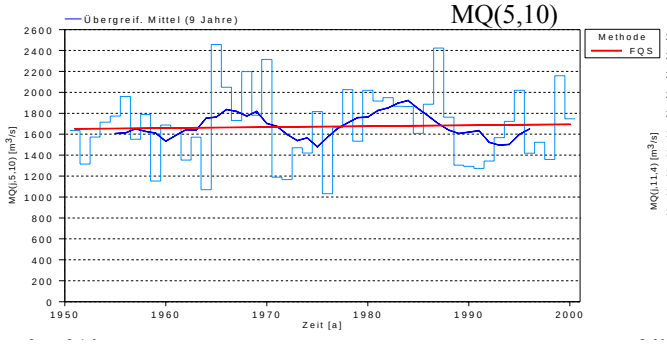
SumhN(5,10)



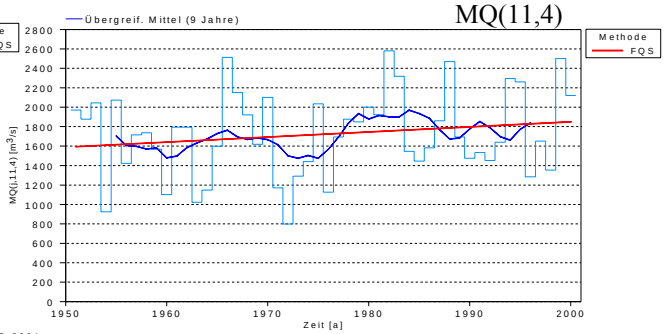
SumhN(11,4)



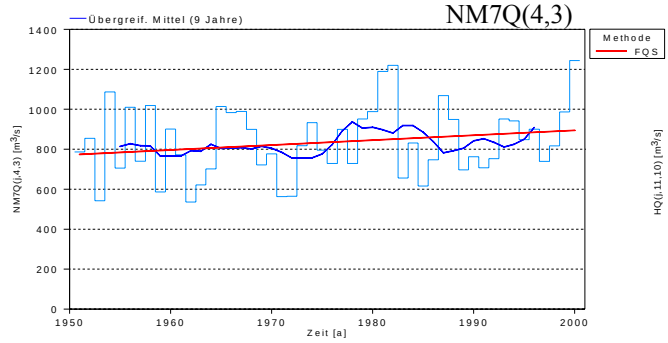
MQ(5,10)



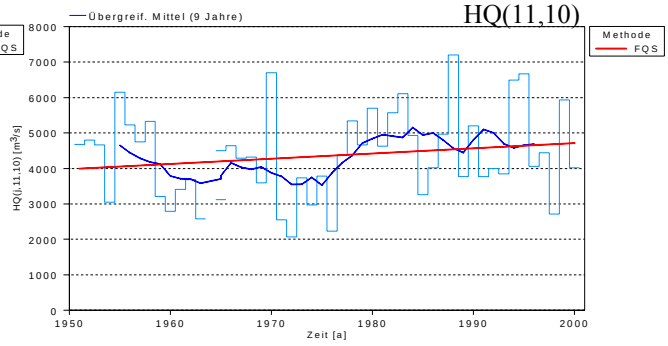
MQ(11,4)



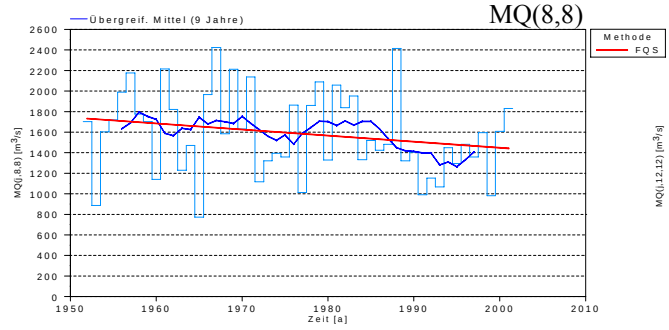
NM7Q(4,3)



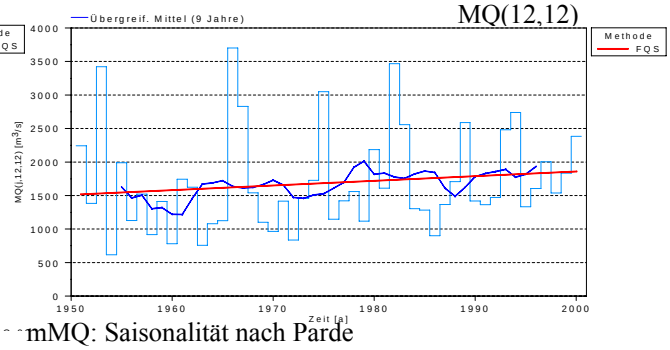
HQ(11,10)



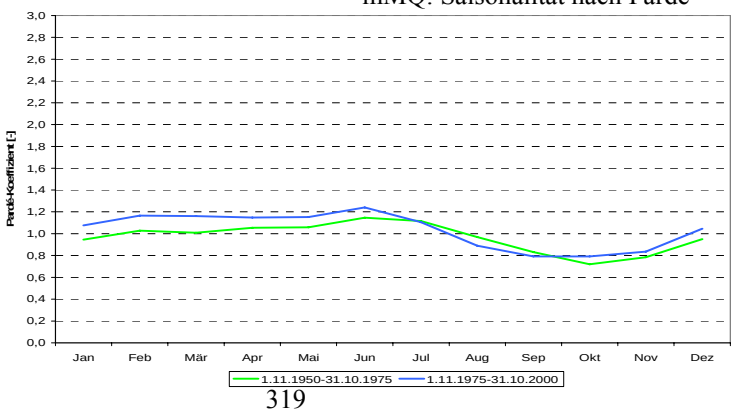
MQ(8,8)



MQ(12,12)



mMQ: Saisonalität nach Pardé



Zusammenfassung Biedenkopf/Lahn

GERHARD BRAHMER

Pegelname / Bezugszeitraum	Biedenkopf / (1951-2000)
Fluss	Lahn
Fluss-km [1])	215 km oberhalb der Mündung
Pegel-Höhe (NN +....m)	265,93 m +NN
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	303 km²
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1065
NM7Q [m³/s]	0,08
MQ [m³/s]	5,53
HQ [m³/s]	210
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Biedenkopf kann als vergleichsweise wenig beeinflusster Pegel im Oberlauf der Lahn angesehen werden. Sein Einzugsgebiet beträgt 303 km² und ist dem Rheinischen Schiefergebirge zuzuordnen. Aufgrund der Höhenlage und des teilweise steilen Oberlaufcharakters dominiert hier die forstliche Nutzung mit ca. 60 % gegenüber ca. 33 % der Flächennutzung mit Acker und Grünland, wobei letzteres deutlich überwiegt. Der Siedlungsflächenanteil beläuft sich auf etwa 7 % . Im Einzugsgebiet des Seitengewässers Perf wurde 1993 das HRB Breidenstein mit einem Gesamtstauvolumen von 2,56 Mio m³ in Betrieb genommen.

Das Niederschlagsregime im Lahngebiet ist durch eine 2-gipflige jahreszeitliche Verteilung mit Maximum im Winter (Dez/Jan) und sekundärem Maximum im Hochsommer (Jul/Aug) gekennzeichnet. Beim Vergleich der Teilzeiträume 1951 bis 1976 und 1976 bis 2001 geht das sekundäre Maximum im Hochsommer deutlich zurück, während insbesondere eine starke Zunahme der Märzniederschläge und eine Verstärkung des Niederschlagsmaximums im Dezember/Januar zu verzeichnen ist. Nach den Trendanalysen der Niederschläge lassen sich keine signifikanten Veränderungen für Jahres- oder Halbjahresreihen nachweisen. Es zeigt sich lediglich eine zunehmende Tendenz der Niederschlagssummen und der Variabilitäten für das Winterhalbjahr.

Für die jährlichen Abflüsse lassen sich keine gesicherten Trends erkennen. Bei der Betrachtung der monatlichen MQ lassen die Monate Januar und März eine zunehmende Tendenz erkennen, während für die Monate Juli, August und September eine abnehmende Tendenz sichtbar wird, die für August als Trend gesichert (95 % S.) ist. Dieser Sachverhalt wird deutlich durch den Vergleich der Pardé-Koeffizienten für die Zeiträume 1950-1975 und 1975-2000. Im letzteren Zeitraum zeigt sich gegenüber dem ersten Zeitraum ein neuer sekundärer März-Peak, während sich das Sommerminimum weiter ausweitet. Die Veränderungen lassen sich durch Sprünge in den Reihen der monatlichen MQ Mitte der 70-iger Jahre eingrenzen und auf Veränderungen im Niederschlagsregime zurückführen.

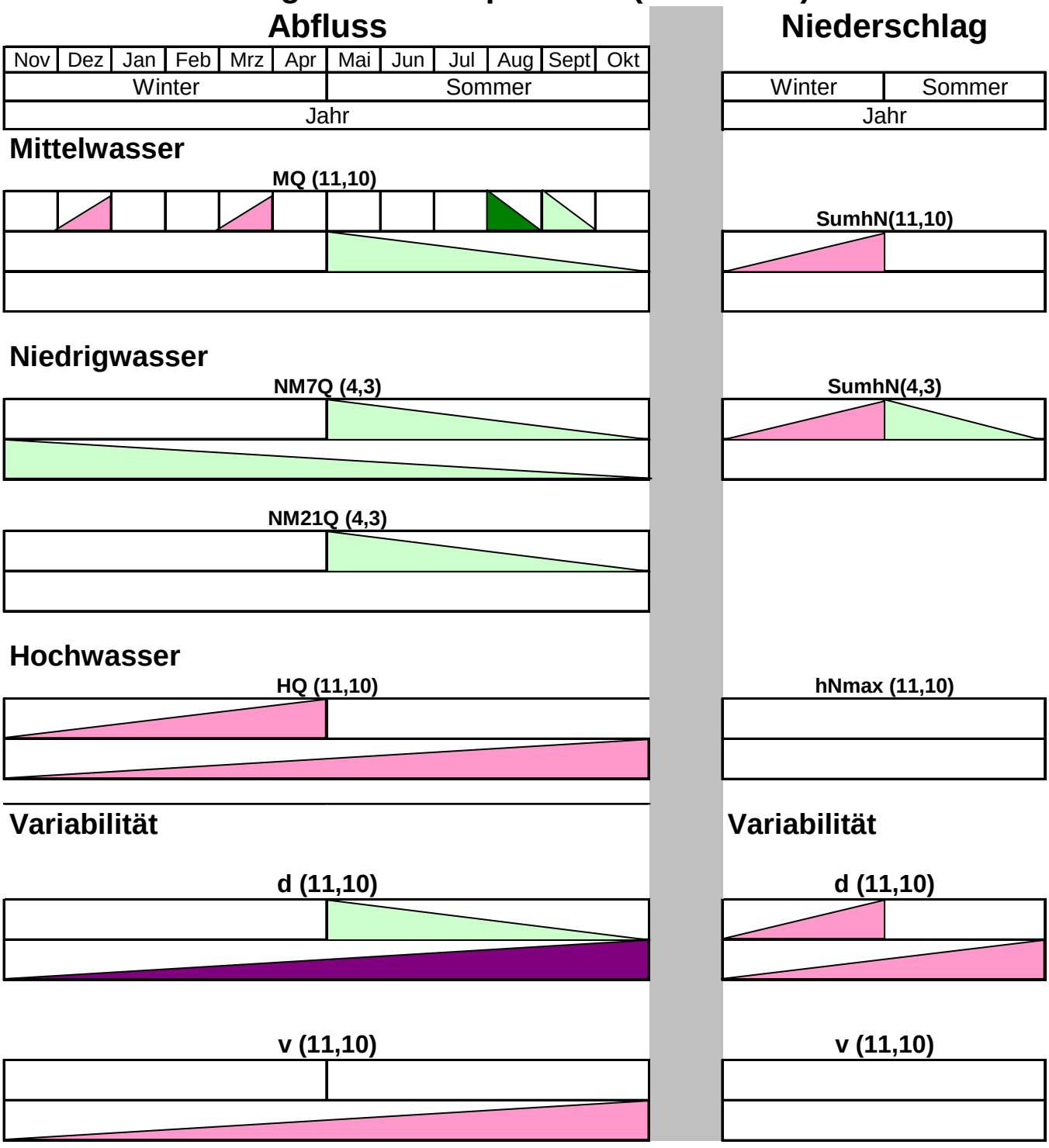
Die Niedrigwasserkennwerte zeigen sowohl für den Jahres- als auch für die Halbjahreszeiträume generell eine abnehmende Tendenz, die für das Sommerwasserhaushaltsjahr statistisch

als Trend erkannt wird. Ein Sprung nach Pettitt für 1968/1969 unterteilt die Zeitreihe in den stark abnehmenden Bereich bis 1970 und den darauf folgenden Bereich mit Niedrigwasserkennwerten auf eher gleichem Niveau. Der Ablauf aus den Kläranlagen im hessischen Teilgebiet des Pegels Biedenkopf macht gegen Ende des Untersuchungszeitraumes eine Abflussmenge aus, die etwa dem NM7Q entspricht. Der Kläranlagenabfluss stellt sich demnach als die maßgebende Einflussgröße auf die Niedrigwasserkennwerte am Pegel Biedenkopf dar.

Bei den Winter- und Jahreshochwasserreihen der Scheitelwerte ergibt sich eine zunehmende Tendenz, wobei sich für die Hochwasserabflussfüllen keine gerichtete Entwicklung erkennen lässt. Ein Rückgang der HQ-Scheitelwerte ab Inbetriebnahme des HRB Breidenstein im Jahr 1993 ist andeutungsweise erkennbar, aufgrund des kurzen Zeitanteils am Ende der Untersuchungsperiode jedoch nicht statistisch nachweisbar.

Die Änderungen im Abflussregime am Pegel Biedenkopf dürften sich aufgrund des geringen Anteils am Einzugsgebiet des Unterliegerpegels Leun (8,5 %) dort kaum bemerkbar machen.

Pegel Biedenkopf / Lahn (1951-2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

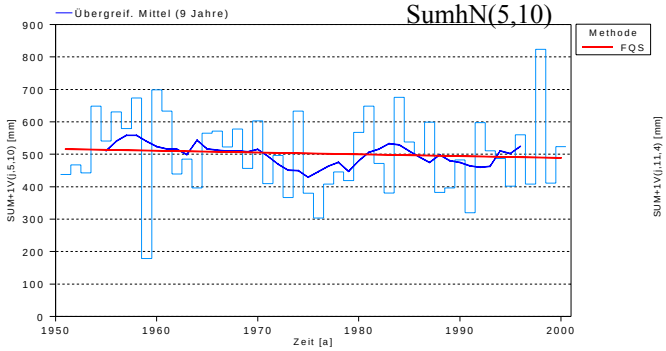
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

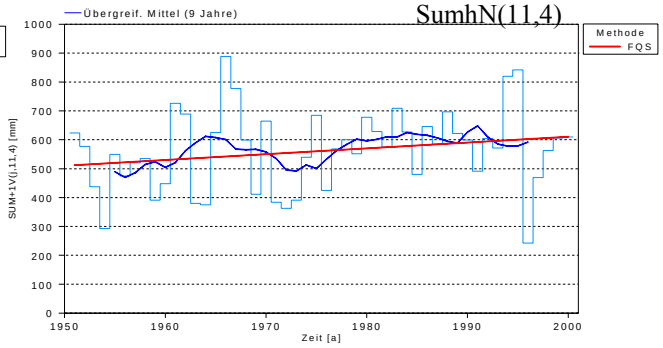
Trend fallend (80% Signifikanz)

Biedenkopf 1951-2000

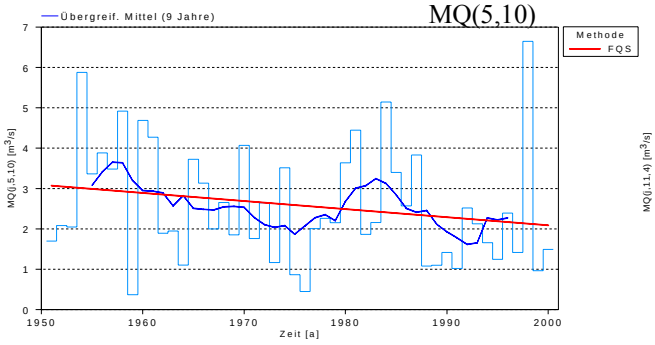
SumhN(5,10)



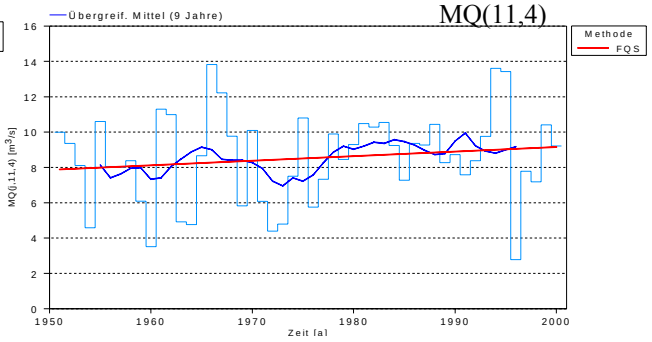
SumhN(11,4)



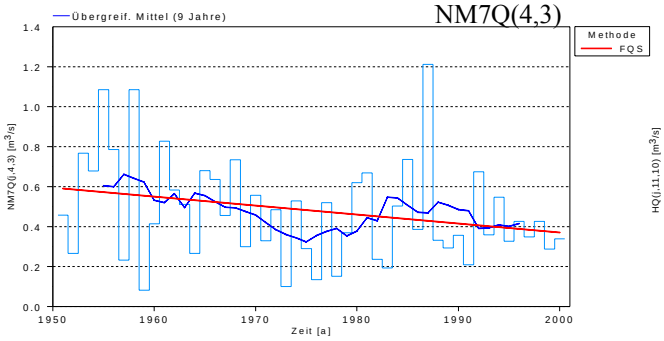
MQ(5,10)



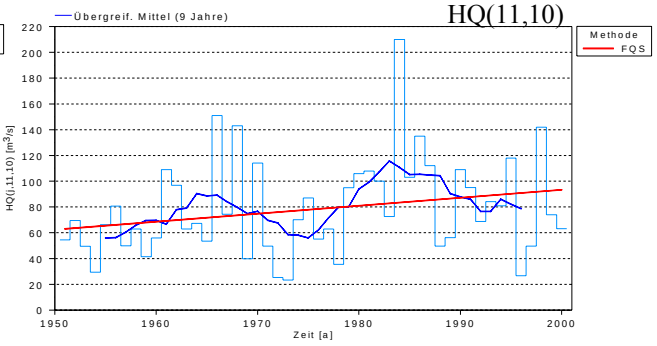
MQ(11,4)



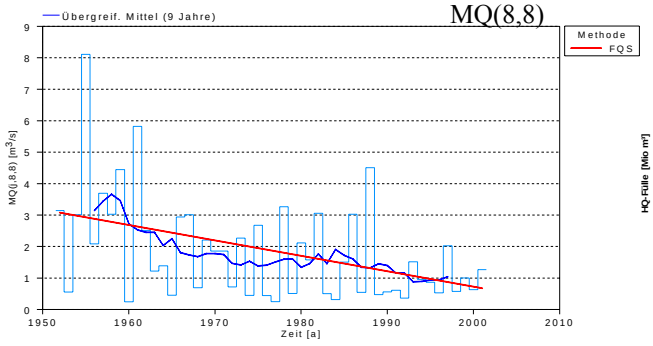
NM7Q(4,3)



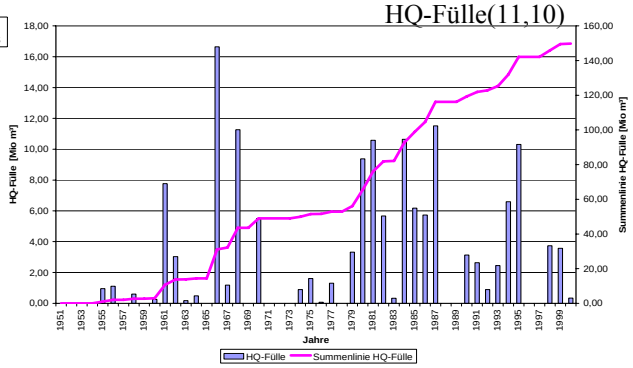
HQ(11,10)



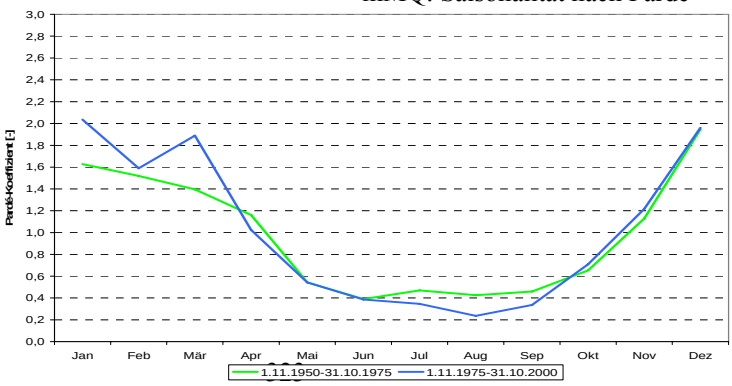
MQ(8,8)



HQ-Fülle(11,10)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Leun/Lahn

GERHARD BRAHMER

Pegelname / Bezugszeitraum	Leun / (1951-2000)
Fluss	Lahn
Fluss-km [1])	25,1 km (Strom-km WSV)
Pegel-Höhe (NN +....m)	135,00 m +NN
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	3571 km²
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	821
NM7Q [m³/s]	2,86
MQ [m³/s]	34,2
HQ [m³/s]	746
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Leun deckt mit einem Einzugsgebiet von 3571 km² mehr als die Hälfte des Lahngebiets ab. Gegenüber dem Pegel Biedenkopf/Lahn sind in Leun neben den weiteren Anteilen aus dem Schiefergebirge aus dem Dilleinzugsgebiet auch größere Bereiche mit anstehendem Buntsandstein im Ohmgebiet enthalten. Bezüglich der Landnutzung geht der Waldanteil am Pegel Leun auf 46 % zurück, während Grünland mit etwa 19 % und Ackerflächen mit 25 % zur Landnutzung beitragen. Aufgrund der am Pegel Leun bereits enthaltenen Siedlungsschwerpunkte Marburg, Gießen und Wetzlar beträgt der Anteil an Siedlungsflächen (Siedlung und Verkehr) etwa 9 % . Im Ohmgebiet sind insbesondere die HRB Kirchhain mit 15,6 Mio m³ (seit 1957) und Wohra mit 1,6 Mio. m³ (seit 1976) Hochwasserschutzraum zu nennen.

Das Niederschlagsregime im Einzugsgebiet der Lahn am Pegel Leun ist durch eine 2-gipflige jahreszeitliche Verteilung mit Maxima im Winter (Dez/Jan) und im Hochsommer (Jul/Aug) gekennzeichnet. Beim Vergleich der Teilzeiträume 1951 bis 1976 und 1976 bis 2001 geht das Hochsommermaximum deutlich zurück, während eine starke Zunahme der Märzniederschläge und eine Verstärkung des Niederschlagsmaximums im Dez/Jan zu verzeichnen ist. Nach den Trendanalysen der Niederschläge lassen sich keine signifikanten Veränderungen für Jahres- oder Halbjahresreihen nachweisen. Es zeigt sich lediglich eine zunehmende Tendenz der Niederschlagssummen- und Variabilitäten für das Winterhalbjahr.

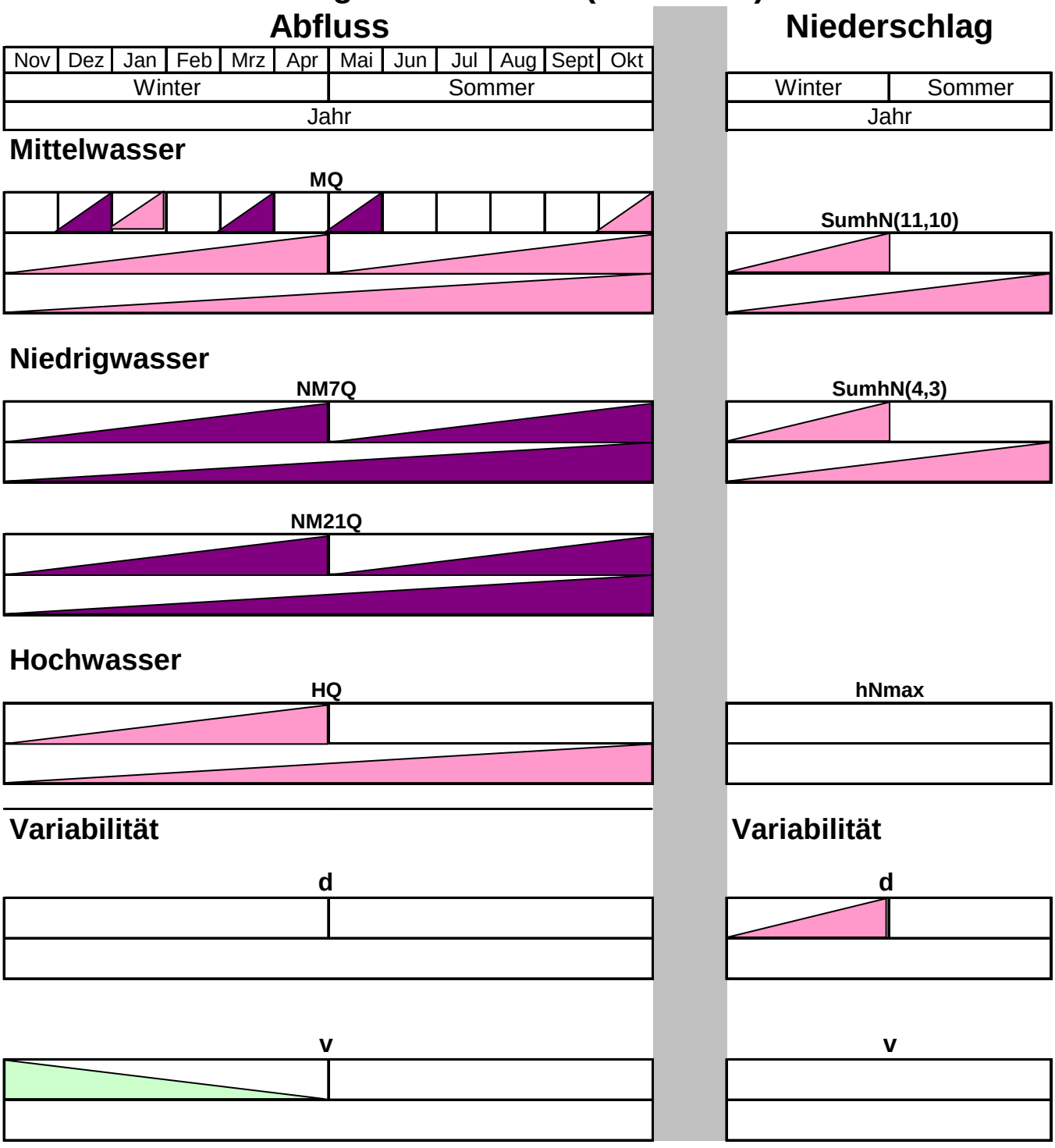
Am Pegel Leun ergibt sich beim MQ für das Jahr und das Winterhalbjahr eine leicht zunehmende Tendenz, während sich für das Sommerhalbjahr eine abnehmende Tendenz zeigt. Statistisch signifikante Änderungen zeigen sich hingegen für die Monate März (Zunahme) und August (Abnahme). Bei den zunehmenden MQ-Reihen für die Monate März und Dezember zeigt sich ein Sprung für 1978, der auch in den Niederschlagsdaten typischerweise auftritt. Der Vergleich der Pardé-Koeffizienten für die Teilperioden 1950-1975 und 1975 bis 2000 ergibt für das einfache Abflussregime am Pegel Leun mit Maximum im Winter und Minimum im Sommer eine leichte Abnahme der Abflussanteile für Juli bis September, während die Werte für Januar und vor allem für März deutlich ansteigen.

Für den Pegel Leun zeigt sich im Winterhalbjahr und abgeschwächt für das Jahr ein zunehmender Trend der Niedrigwasserkenngröße NM7Q. Ein Sprung in den Zeitreihen wird für 1979/1980, dem Erreichen des Kläranlagenanschlussgrades festgestellt. Am Pegel Leun ist der Großteil der Wirtschafts- und Siedlungseinflüsse im Lahngebiet enthalten. Demnach wird der anthropogene Einfluss durch eine vergleichmäßigende Abwassereinleitung mit einhergehender Stützung des Niedrigwasserabflusses ersichtlich. Der Anteil des Kläranlagenablaufs an der Niedrigwasserkenngröße MN7Q beträgt etwa 65 %.

Die Zeitreihen der Hochwasserkennwerte für den Pegel Leun zeigen für die Scheitelwerte von Jahres- und Winterereignissen trotz der Errichtung von insgesamt ca. 22 Mio. m³ Hochwasserrückhalteraumes einen zunehmenden Trend, der zu einem gewissen Anteil dem Retentionsraumverlust durch Maßnahmen in den 60-iger und 70-ger Jahren zugeschrieben werden kann. Der wahrscheinlichste Eintrittszeitraum für die Hochwasserscheitel liegt am Ende des Januars. Bei den Hochwasserabflussfüllen deutet sich eine Zunahme bei den großen Füllenereignissen an.

Mögliche Auswirkungen auf den Unterliegerpegel Kalkofen/Lahn liegen in einer zunehmenden Niedrigwasserführung und einem zunehmenden Trend der Winter- und Jahres-HQ.

Pegel Leun / Lahn (1936-2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Leun / Lahn (1951-2000)

Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

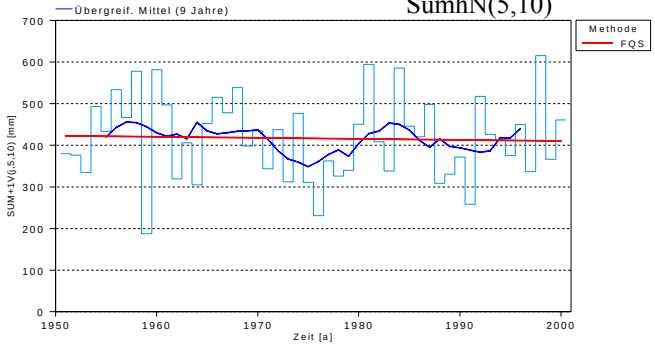
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

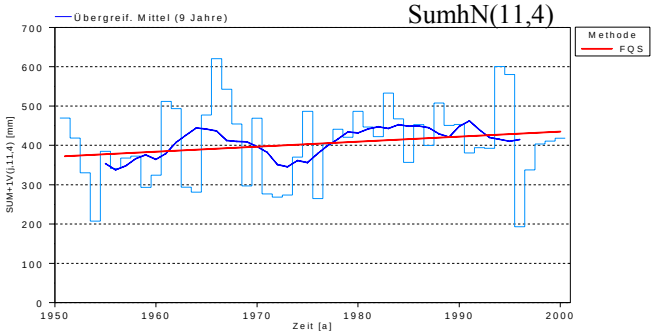
Trend fallend (80% Signifikanz)

Leun 1951-2000

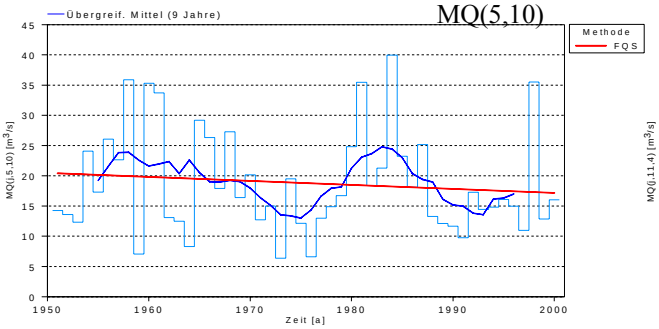
SumhN(5,10)



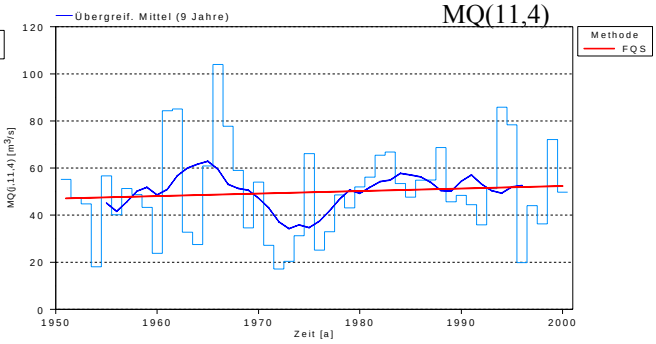
SumhN(11,4)



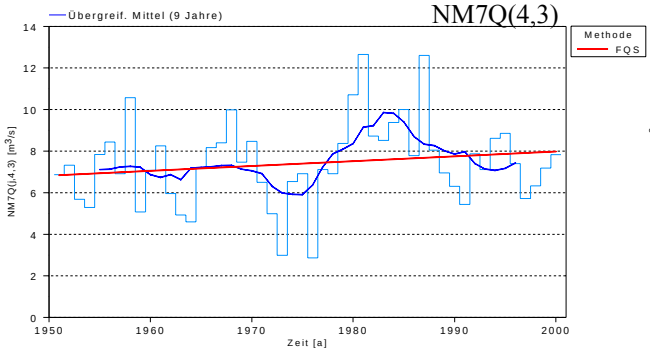
MQ(5,10)



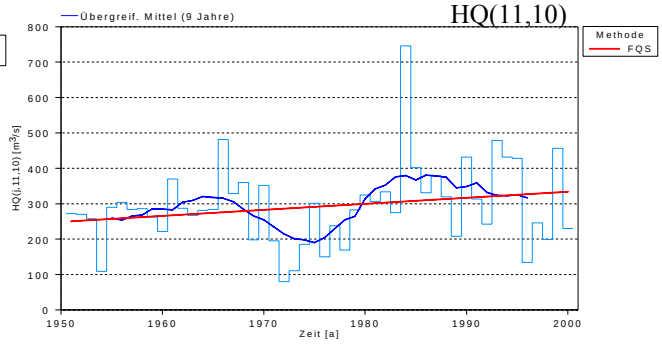
MQ(11,4)



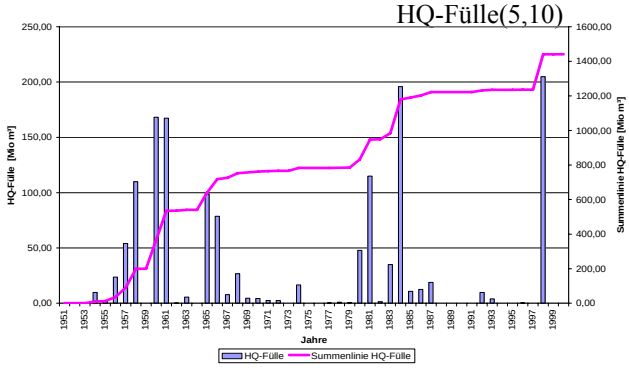
NM7Q(4,3)



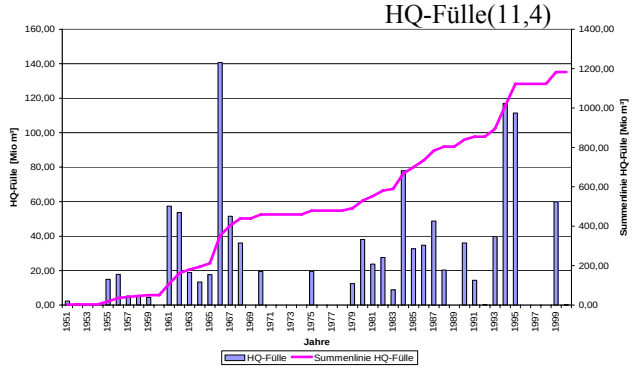
HQ(11,10)



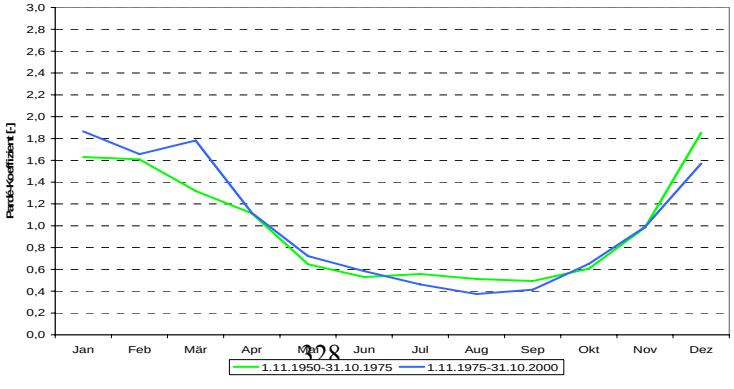
HQ-Fülle(5,10)



HQ-Fülle(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Kalkofen/Lahn

GERHARD BRAHMER

Pegelname / Bezugszeitraum	Kalkofen / (1951-2000)
Fluss	Lahn
Fluss-km [1])	106,4 km (Strom km WSV)
Pegel-Höhe (NN +....m)	86,39 m +NN
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	5304 km²
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	814
NM7Q [m³/s]	4,17
MQ [m³/s]	47,3
HQ [m³/s]	802
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Kalkofen befindet sich etwa 31 km oberhalb der Mündung in den Rhein. Das Einzugsgebiet umfasst 5304 km² und deckt damit knapp 90 % des gesamten Lahngebietes ab. Ergänzend zum Einzugsgebiet des Oberliegerpegels Leun werden linksseitig Gebiete des Taunus und rechtseitig Basaltgebiete des Westerwalds entwässert. Unterhalb Wetzlar verlässt die Lahn die große zentrale Mulde im Schiefergebirge und durchschneidet ab Limburg das Schiefergebirge in einem engen Tal bis zur Mündung in den Rhein. Bei der Landnutzung ergibt sich keine Veränderung gegenüber dem Oberliegerpegel Leun. Einem Waldanteil von 46 % stehen 26 % ackerbaulicher Nutzung und 18 % Grünland gegenüber, für Siedlung und Verkehr ergeben sich etwa 9 %.

Das Niederschlagsregime im Lahngebiet ist durch eine 2-gipflige jahreszeitliche Verteilung mit Maxima im Winter (Dez/Jan) und im Hochsommer (Jul/Aug) gekennzeichnet. Beim Vergleich der Teilzeiträume 1951 bis 1976 und 1976 bis 2001 geht das Maximum im Hochsommer deutlich zurück, während eine starke Zunahme der Märzniederschläge und eine Verstärkung des Niederschlagsmaximums im Dez/Jan zu verzeichnen ist. Nach den Trendanalysen der Niederschläge lassen sich keine signifikanten Veränderungen für Jahres- oder Halbjahresreihen nachweisen. Es zeigt sich lediglich eine zunehmende Tendenz der Niederschlagssummen- und Variabilitäten für das Winterhalbjahr.

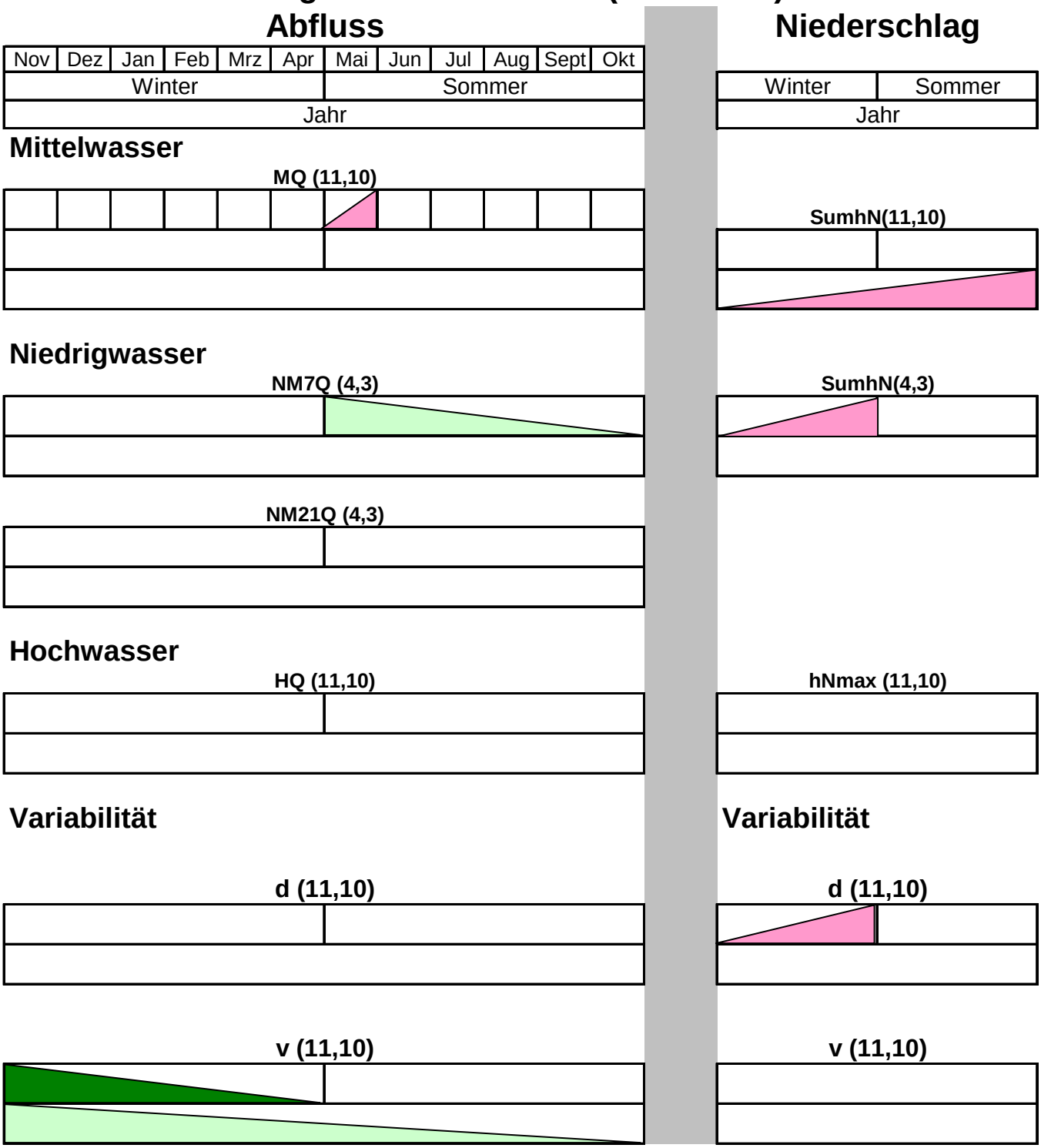
Für Kalkofen ergibt sich lediglich eine Tendenz hin zu mehr Abflüssen im Winterhalbjahr und zu geringeren Abflüssen im Sommerhalbjahr. Der abnehmende gut gesicherte Trend für die Augustabflüsse in Leun lässt sich in Kalkofen nur noch auf dem 80% Signifikanzniveau absichern. Insgesamt erscheint am Pegel Kalkofen aufgrund der zunehmenden Größe des Einzugsgebietes ein etwas ausgeglicheneres System hinsichtlich Veränderungen in den jahreszeitlichen Abflüssen zu herrschen. Bei dem einfachen Abflussregime mit Wintermaximum und Sommerminimum ergibt sich für den Vergleich der letzten beiden 25-Jahreszeiträume wie beim Pegel Leun eine Tendenz zu etwas geringeren Sommerabflussanteilen und Abflusszunahmen in den Monaten Januar und März.

Für den Pegel Kalkofen zeigen sich bezüglich der Niedrigwasserkenngrößen gegenläufige Verhältnisse im Vergleich zum Oberliegerpegel Leun. Aufgrund des Einflusses der Stauregelung am Pegel Kalkofen sind die Ergebnisse für die Niedrigwasserkenngrößen allerdings nicht sicher auswertbar. Für das Winterhalbjahr ist keine Tendenz erkennbar, während für das Sommerhalbjahr und das Jahr ein signifikant abnehmender Trend der NW-Kenngröße NM7Q zu verzeichnen ist. Ab 1980 zeigen sich an den Pegeln Leun und Kalkofen gleichförmig verlaufende Verhältnisse mit einem abnehmenden Teiltrend. Hauptursache hierfür dürfte die Verlagerung eines Anteils der Sommerniederschläge in das Winterhalbjahr seit Mitte der 70-iger Jahre sein.

Am Pegel Kalkofen lassen sich in der Reihe 1951-2000 keine Veränderung für die Winter- und Jahres-HQ-Scheitel erkennen. Im Gegensatz dazu zeigen insbesondere bei Betrachtung der Jahre mit überdurchschnittlichen Hochwasserabflussfüllen diese Werte einen markanten Anstieg der Hochwasserabflussfüllen für die Reihe 1951-2000. Besonders ausgeprägt ist diese Zunahme bei den Sommerhalbjahren mit großen Abflussfüllen.

Änderungen im Abflussregime der Lahn (A_{Eo} 5930 km²), die sich auf den Rhein auswirken (Zunahme der Abflüsse im März und Dezember und Abnahme der Augustabflüsse) werden überwiegend durch Veränderungen im Niederschlagsregime dominiert. Direkte anthropogene Einflüsse im Einzugsgebiet treten demgegenüber zurück. Bei den Jahren mit ausgeprägten Hochwasserabflussanteilen ergibt sich für die kurze Reihe und zudem für die intermediäre Reihe der Sommerhalbjahre eine Zunahme der Hochwasserfüllen.

Pegel Kalkofen / Lahn (1936-2000)



Zeichenerklärung

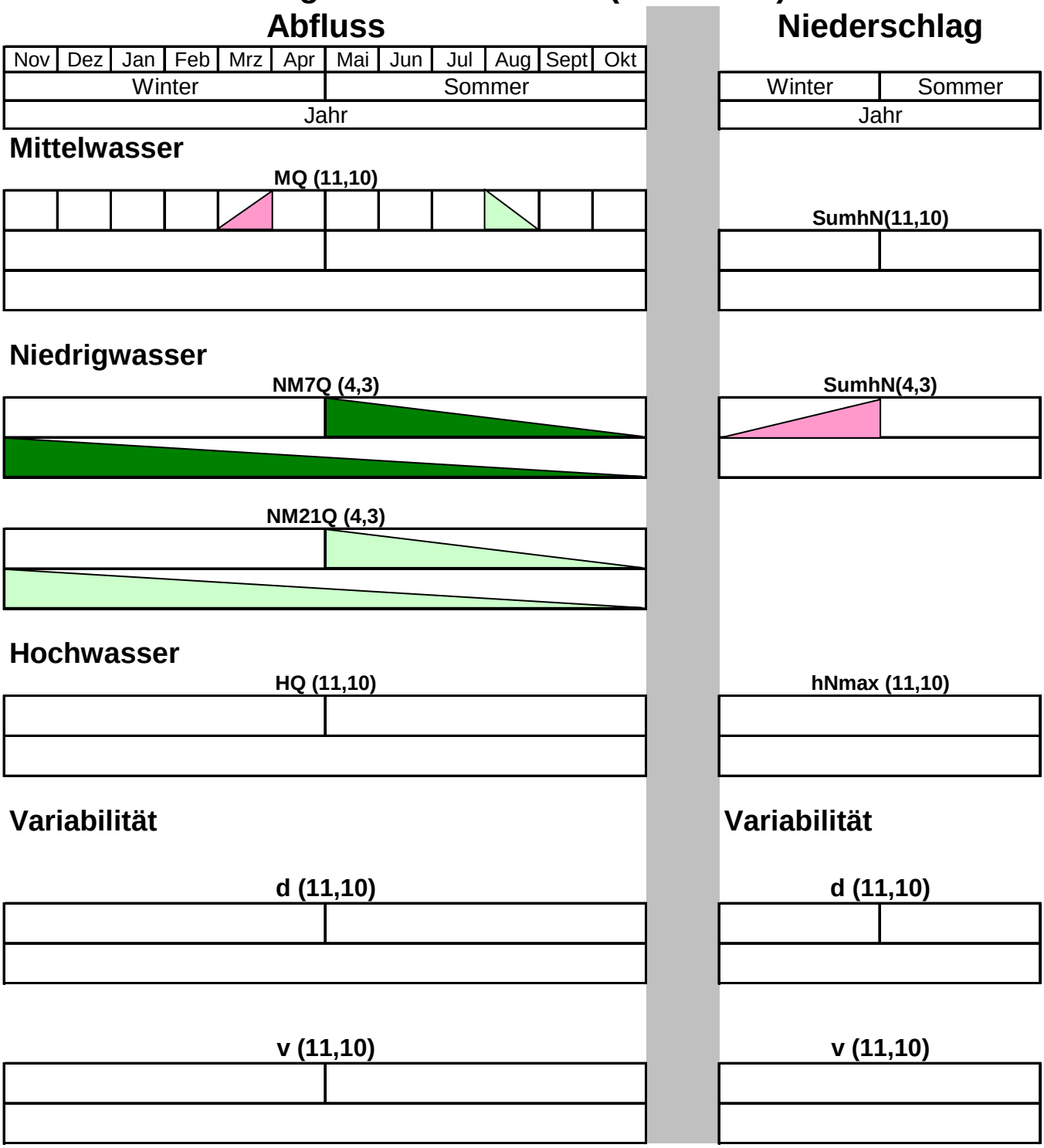
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Kalkofen / Lahn (1951-2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

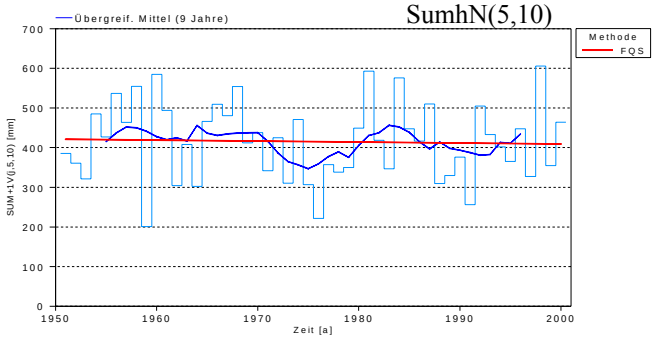
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

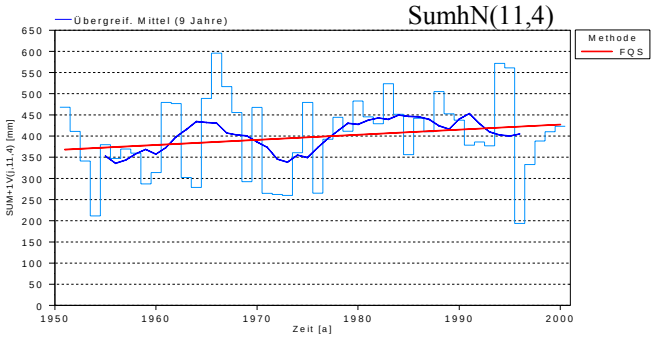
Trend fallend (80% Signifikanz)

Kalkofen 1951-2000

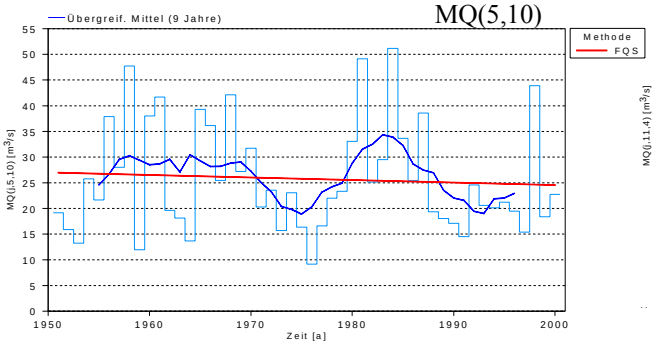
SumhN(5,10)



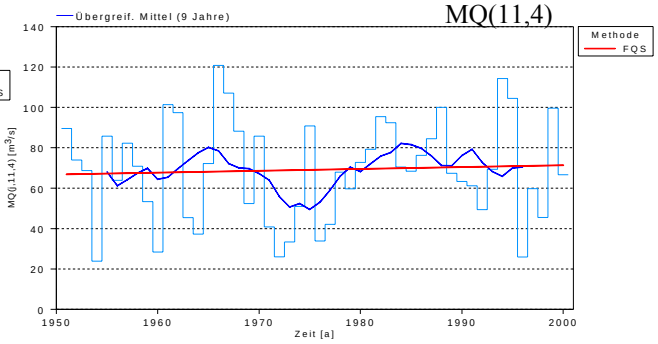
SumhN(11,4)



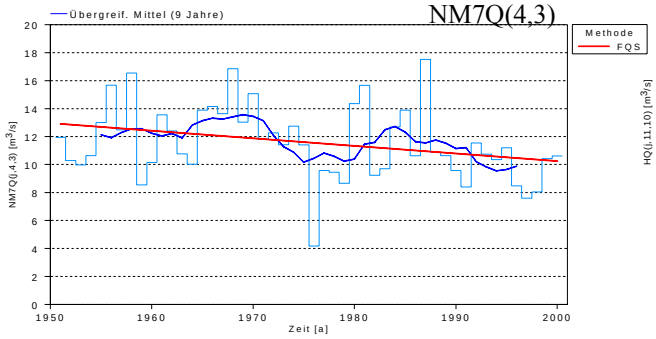
MQ(5,10)



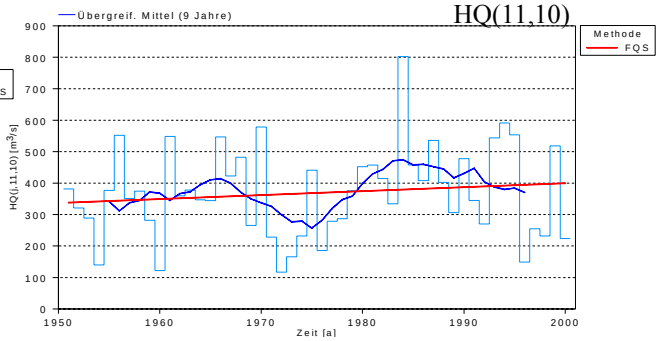
MQ(11,4)



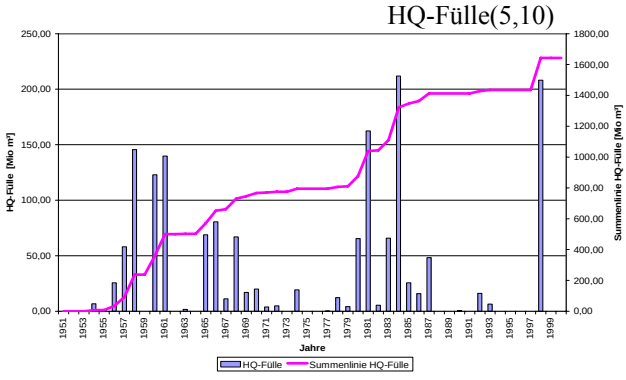
NM7Q(4,3)



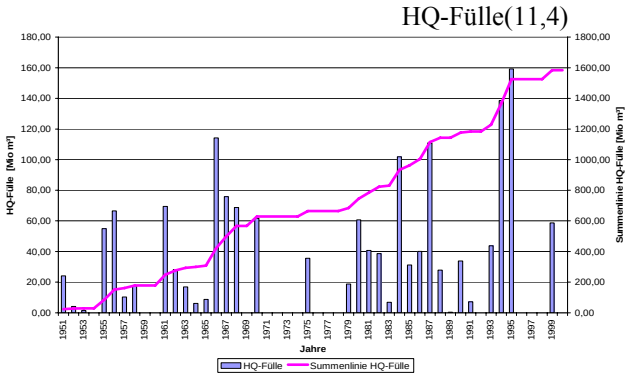
HQ(11,10)



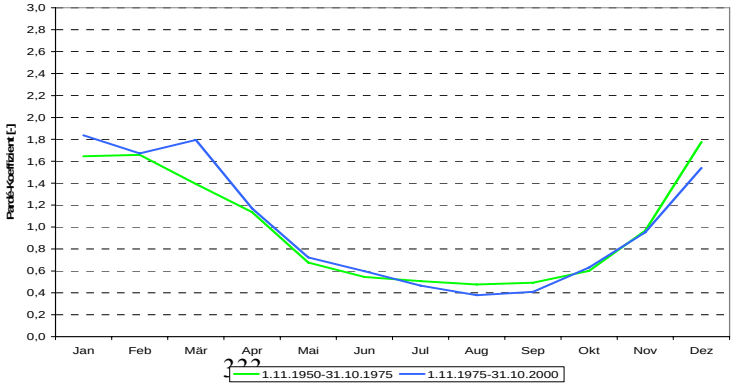
HQ-Fülle(5,10)



HQ-Fülle(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Saar-Mosel (Pegel Fremersdorf, Trier, Cochem)

HEINZ ENGEL, LAURENT PFISTER

Die Mosel entspringt in einer Höhe von NN + 735 m an den westlichen Hängen der Vogesen. Ihr Einzugsgebiet umfasst insgesamt 28.152 km². 58 % dieser Fläche (16.454 km²) liegen auf französischem Staatgebiet. Rund 2.500 km² oder knapp 9 % der Fläche entfallen auf Luxemburg, der Rest auf Deutschland. Zunächst in nordwestlicher Richtung fließend wendet sich die Mosel ab Nancy nach Norden und schließlich nach Nordosten. Nach 520 km Lauflänge erreicht sie in Koblenz den Rhein. Der Höhenunterschied zwischen Quelle und Mündung beträgt 676 m.

Die bedeutendsten Nebengewässer der Mosel sind die Meurthe (3.086 km²) bei Nancy, sowie die Sauer (4.240 km²) und die Saar (7.431 km²), die nur 5 km versetzt von Westen bzw. von Osten einmünden. Das Einzugsgebiet der Mosel oberhalb der Sauer erreicht mit 11.999 km² 42,6 % des Gesamtgebiets, das mit den 15 % der Sauer und den 26 % der Saar bis Trier auf das Doppelte anwächst.

Die im Folgenden betrachteten Bezugspegel stehen für

- das Teileinzugsgebiet der Saar: Fremersdorf (26 % A_{Eo})
- gleichsam das Gesamtgebiet der Mosel: Cochem (96 % A_{Eo})
- und das leicht verminderte Gesamtgebiet der Mosel: Trier (84 % A_{Eo}).

Pegelname / Bezugszeitraum	Mettlach-Fremersdorf / (1951-2000)
Fluss	Saar
Fluss-km [1])	48,5
Pegel-Höhe (NN +....m)	165,5
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	6.983
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	916
NM7Q [m³/s]	12,4
MQ [m³/s]	75,0
HQ [m³/s]	1170
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

Pegelname / Bezugszeitraum	Cochem / (1901-2000)
Fluss	Mosel
Fluss-km [1])	51,61
Pegel-Höhe (NN +....m)	77,0
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	27.100
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	893
NM7Q [m³/s]	15,4
MQ [m³/s]	315
HQ [m³/s]	4170
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

Pegelname / Bezugszeitraum	Trier / (1901-2000)

Fluss	Mosel
Fluss-km [1])	195,3
Pegel-Höhe (NN +....m)	121,0
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	23.857
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	901
NM7Q [m³/s]	23,6
MQ [m³/s]	277
HQ [m³/s]	3840
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) unterhalb der Rheinbrücke Konstanz

[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel

[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode

[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Die Aussagen für Cochem können mit denen für Trier verifiziert werden. Eigenständige Erkenntnisse sind aus den Daten des Pegels Trier gegenüber denen des Pegels Cochem eher weniger zu erwarten.

Im Mittel erreichen die Niederschläge über dem Moselgebiet ca. 900 mm/Jahr. Maximale Werte liegen bei 1.800 mm/Jahr in den Vogesen, sowie 1.200 mm/Jahr in der Eifel und im Hunsrück. Die niedrigsten Werte werden im mittleren und unteren Lauf der Mosel gemessen, mit 600 mm/Jahr.

Die SumhN der Jahresreihen zeigen im gesamten Einzugsgebiet der Mosel Anstiegstrends (80 % Signifikanz). Dies gilt auch für die Wasserhaushaltswinterhalbjahre, die sogar gesicherte Zunahme-Trends (95 % Signifikanz) erkennen lassen. Die Werte der Sommerhalbjahre zeigen dagegen keine signifikanten Entwicklungen. Die hNmax bergen solche nur in den langen Reihen, dann allerdings als gut gesicherte steigende Trends in den Jahres- und Winterserien.

Die mittleren Abflüsse (MQ) zeigen für das Gesamtgebiet der Mosel (Cochem) durchweg für nahezu alle Serien positive Entwicklungen. Signifikante Anstiege als Trends (80 % Signifikanz) ergeben sich allerdings nur für die Jahresserien der beiden Perioden und für jeweils drei Monatsserien, die im kurzen und langen Zeitabschnitt nicht deckungsgleich sind. Für das Moselgebiet bis Trier überwiegen noch die positiven Entwicklungen für MQ, allerdings sind für August in der kurzen Reihe und Mai und September in der langen Reihe negative Trends (80 % Signifikanz) vorhanden. Im Saargebiet liegen für MQ keine signifikanten Entwicklungen vor und Abnahmen wie Zunahmen der MQ halten sich für die Monatsserien die Waage.

Die Niedrigwasserserien zeigen sehr unterschiedliche Entwicklungen. Im Saargebiet sind sie nicht signifikant. Im Moselgebiet bis Trier werden in beiden Reihenlängen trendsignifikante Abnahmen (80 % und 95 % Signifikanz) erkannt. Im Gesamtgebiet der Mosel (bis Cochem) bleiben alle Entwicklungen bis auf NM21QJahr (100-Jahres-Reihe) und NM21QWinter (50-Jahres-Reihe) unsignifikant, wobei es sich durchweg um Anstiege handelt. Die Erkenntnisse für Trier sind mit denen für Cochem und den Ergebnissen der N-Untersuchung nicht unmittelbar in Einklang zu bringen, eventuell sind hier anthropogene Einwirkungen in Form von Wasserentnahmen auf französischer Seite verantwortlich. Da jedoch NQ-Bestimmungen in der Mosel vor dem Ausbau sehr schwierig und nach dem Ausbau auch nicht gerade einfach waren, sind die Ergebnisse mit entsprechender Vorsicht zu werten.

Die Hochwasserabflüsse zeigen an den Moselpegeln Trier und Cochem trendbehaftete (95 % Signifikanz) Zunahmen der Scheitelwerte der Jahre und Winterhalbjahre. Für den Pegel Fremersdorf sind hingegen keine positiven Entwicklungen feststellbar.

Seit 1956 ist die Mosel zur Großschifffahrtsstraße ausgebaut worden. Der Ausbau war 1964 von der Mündung bis zur D/F-Grenze und 1979 bis Neuves-Maisons (Mosel-km 392) vollzogen. Seit 1976 wurde auch die Saar in Deutschland zur Großschifffahrtsstraße ausgebaut. Untersuchungen mit mathematischen Modellen haben die Auswirkungen dieser Maßnahmen auf das HW-Abflussregime transparent gemacht. Diese sind:

- Saarwellen treffen heute um ca. 7 h früher an der Moselmündung ein mit etwa 3 % höheren Scheitelabflüssen.
- Moselwellen werden aus dem Ausbau der Mosel in ihrem Anstieg auf der Strecke Trier – Koblenz um 12 bis 18 h beschleunigt. Die Scheitel großer HW bleiben hiervon unberührt.
- Der Ausbau von Mosel und Saar insgesamt führt an der Moselmündung zu mittleren Scheitelerhöhungen um ca. 70 m^3/s.

Pegel Mettlach/Fremersdorf / Saar (1951 - 2000)

Abfluss

Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt
Winter						Sommer					
Jahr											

Mittelwasser

MQ (11,10)

Niedrigwasser

NM7Q (4,3)

NM21Q (4,3)

Hochwasser

HQ (11,10)

Variabilität

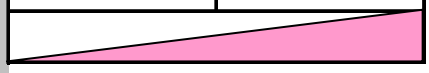
d (11,10)

v (11,10)

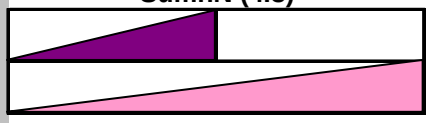
Niederschlag

Winter	Sommer
Jahr	

SumhN (11.10)



SumhN (4.3)



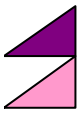
hNmax (11,10)

Variabilität

d (11,10)

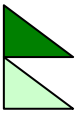
v (11,10)

Zeichenerklärung



Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)



Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Trier/ Mosel (1901 - 2000)

Zeichenerklärung

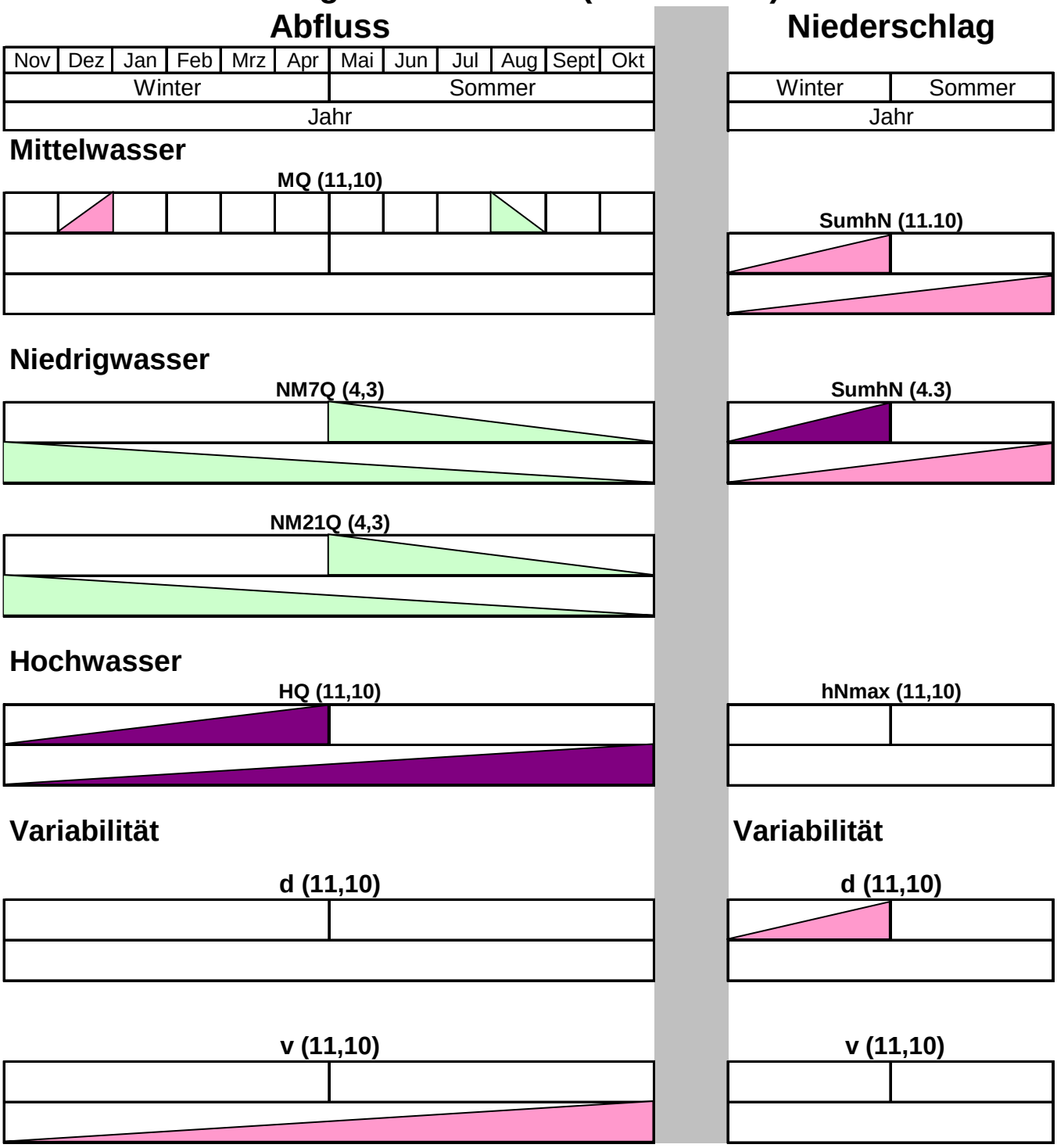
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Trier / Mosel (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

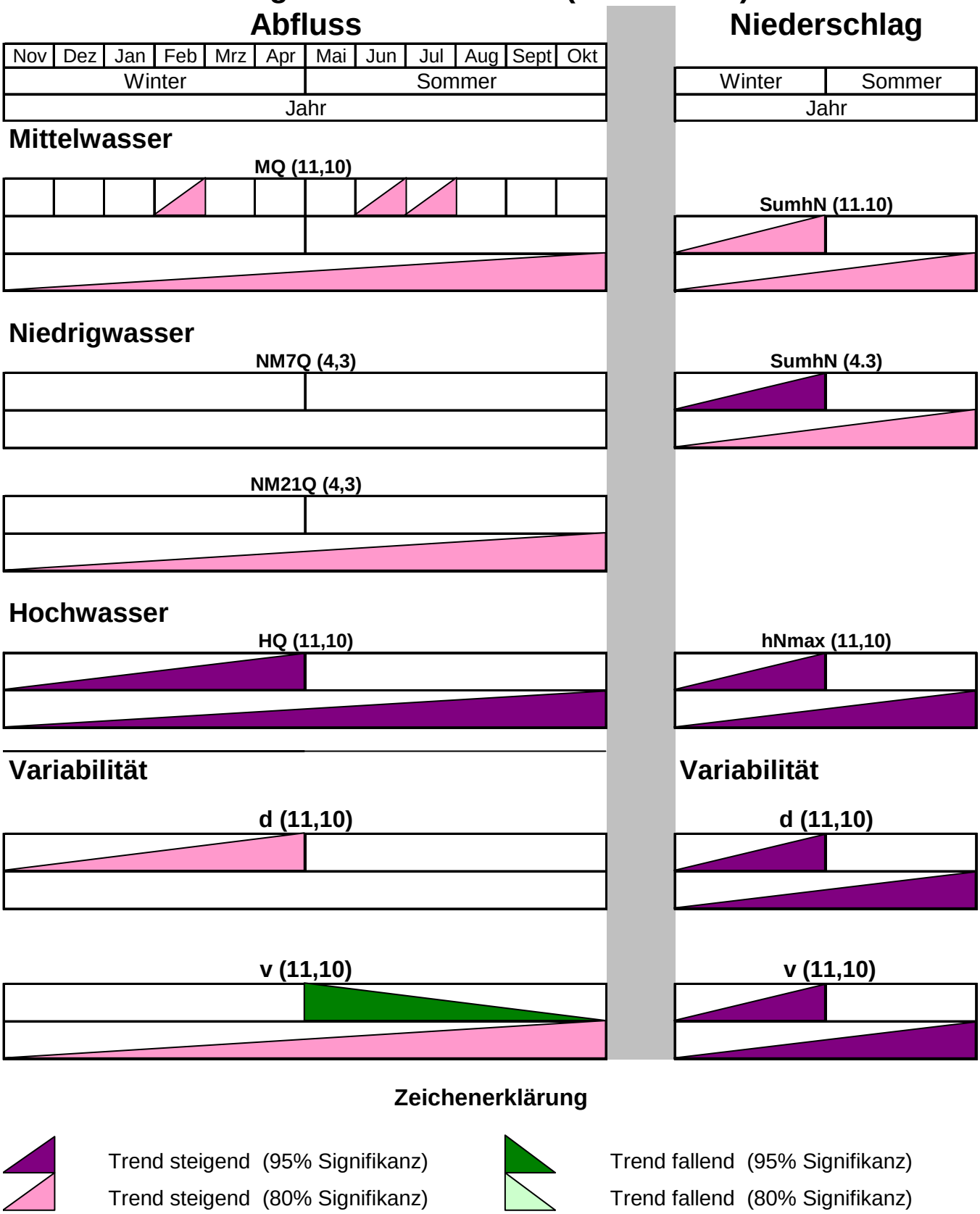
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Cochem / Mosel (1901 - 2000)



Zeichenerklärung

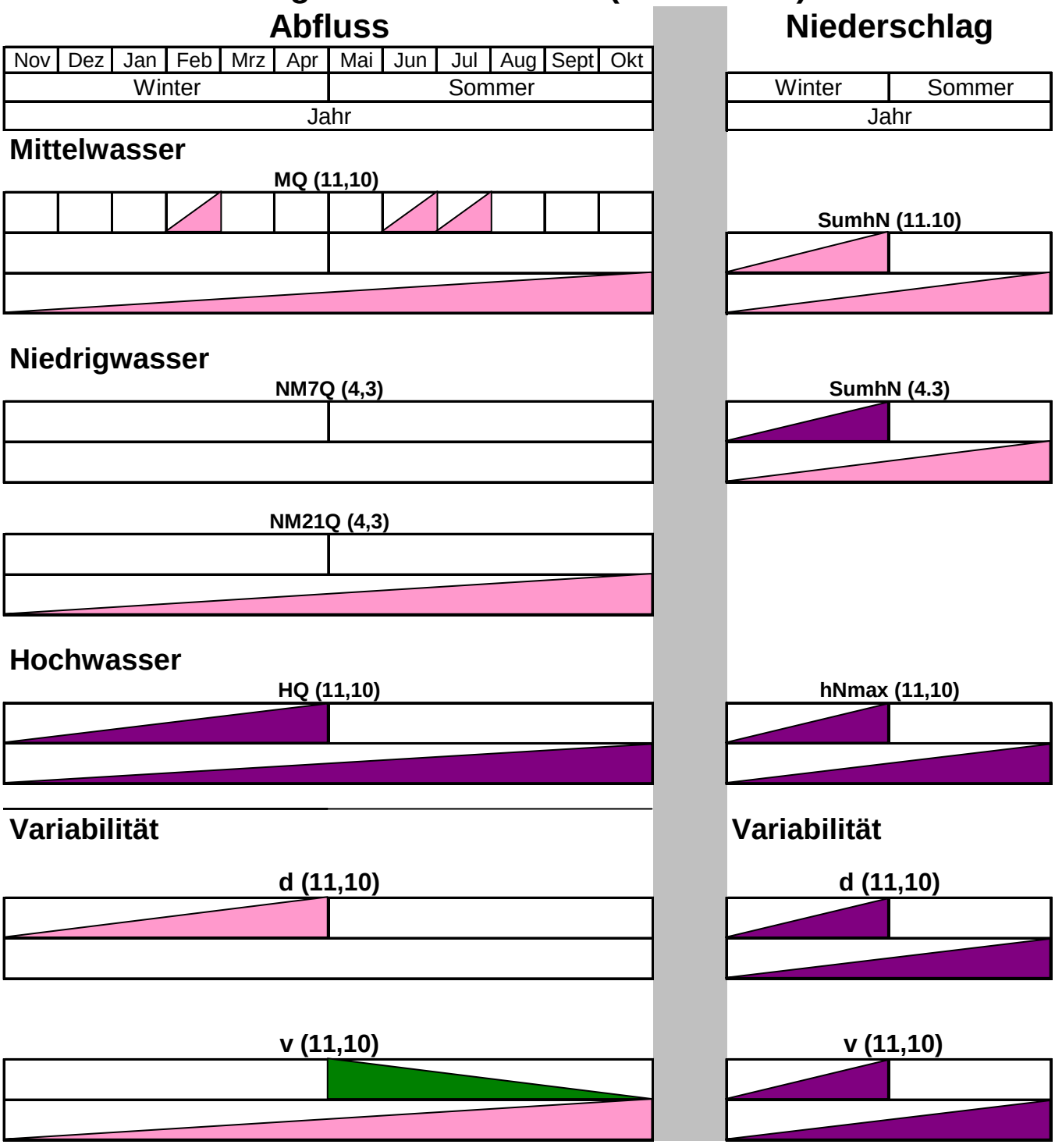
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Cochem / Mosel (1901 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

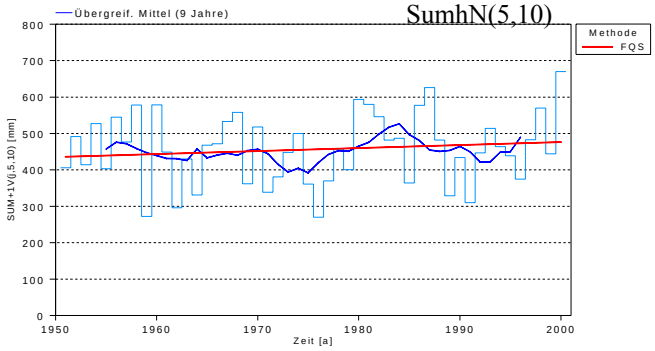
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

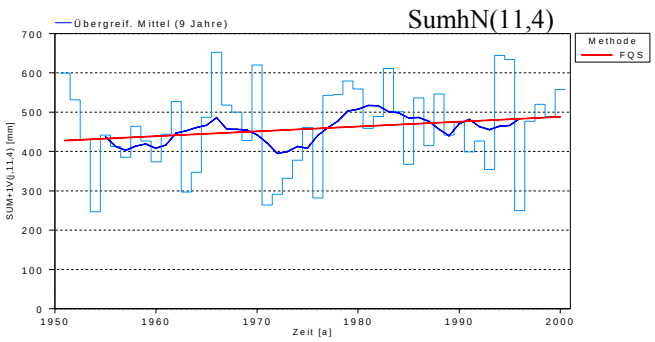
Trend fallend (80% Signifikanz)

Fremersdorf 1951-2000

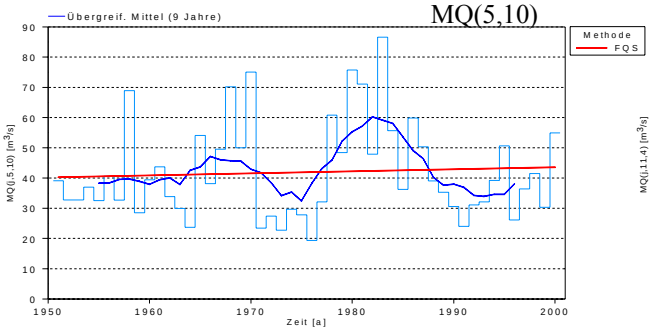
SumhN(5,10)



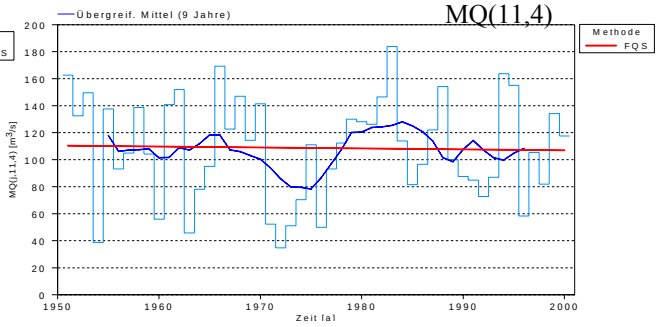
SumhN(11,4)



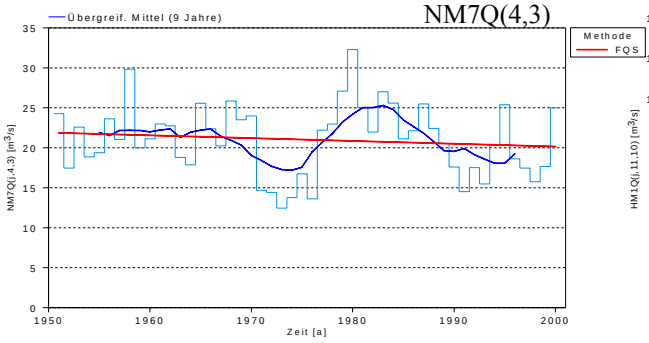
MQ(5,10)



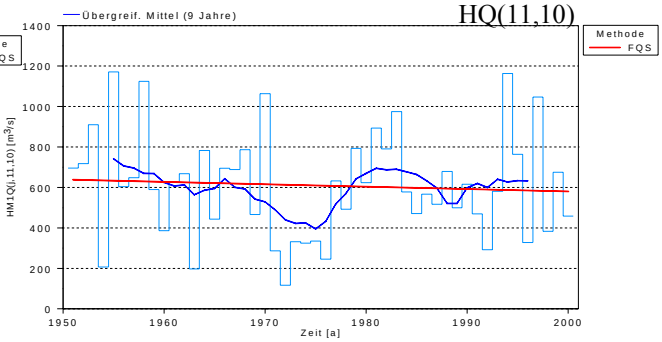
MQ(11,4)



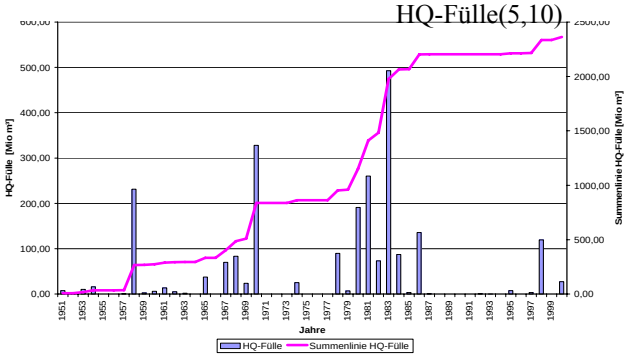
NM7Q(4,3)



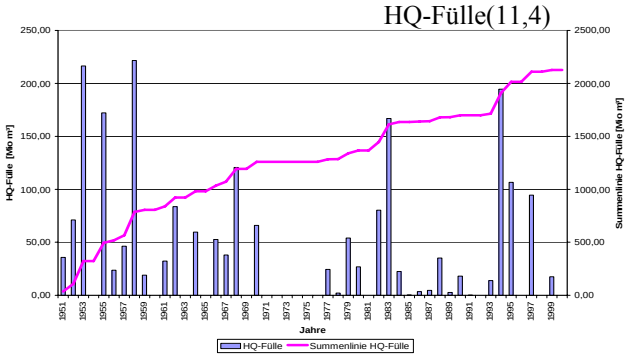
HQ(11,10)



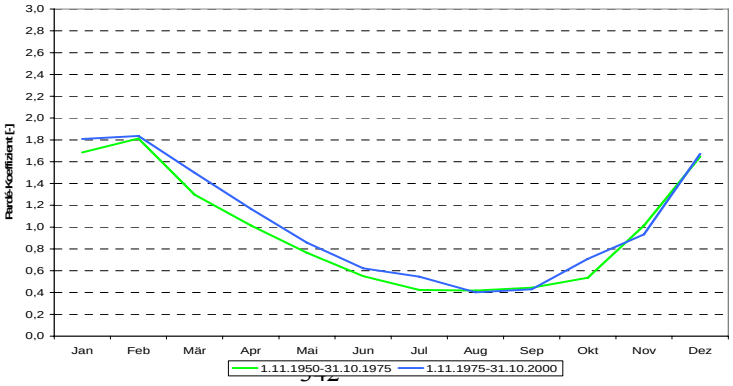
HQ-Fülle(5,10)



HQ-Fülle(11,4)

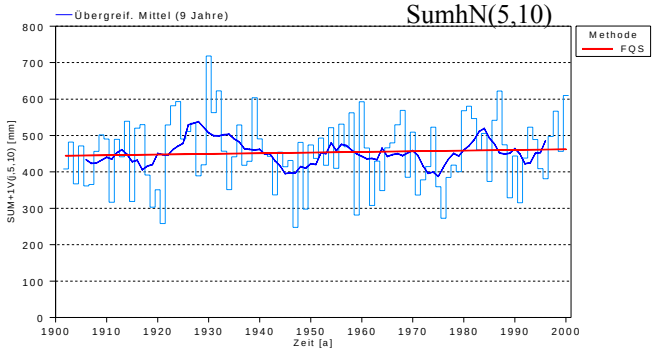


mMQ: Saisonalität nach Parde

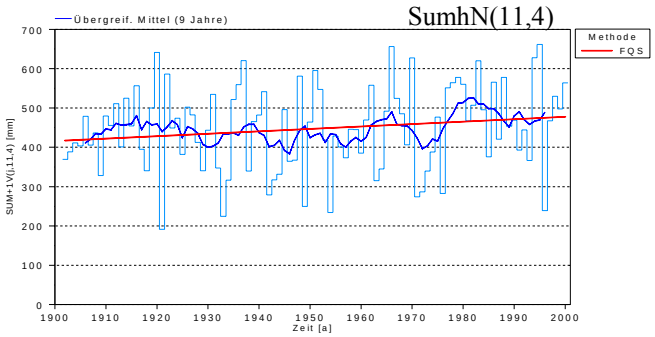


Trier 1901-2000

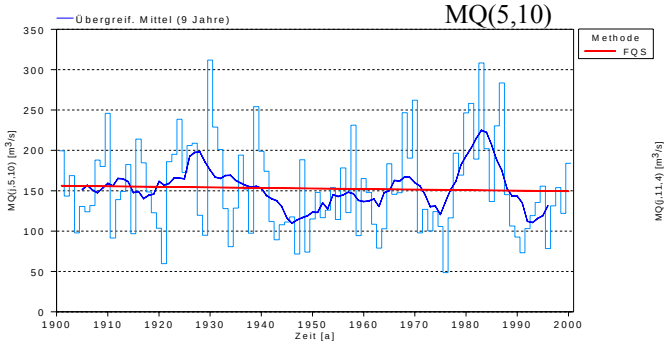
SumhN(5,10)



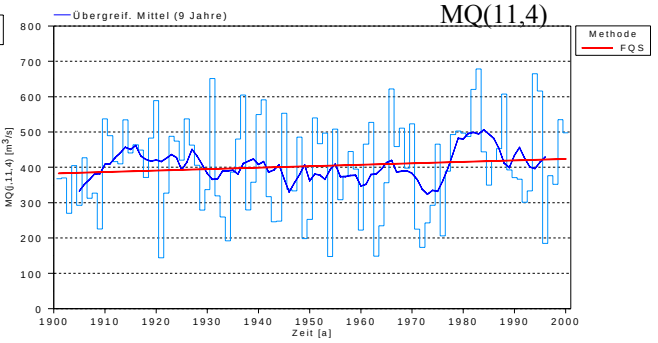
SumhN(11,4)



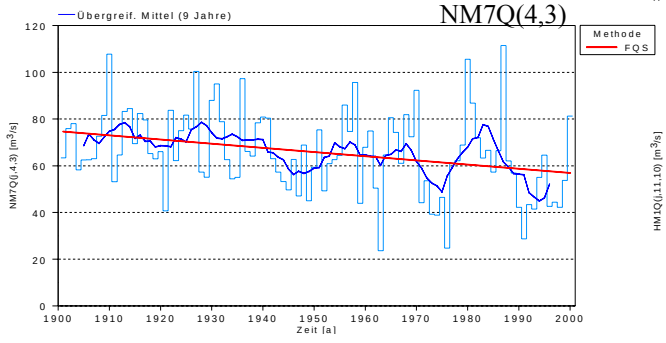
MQ(5,10)



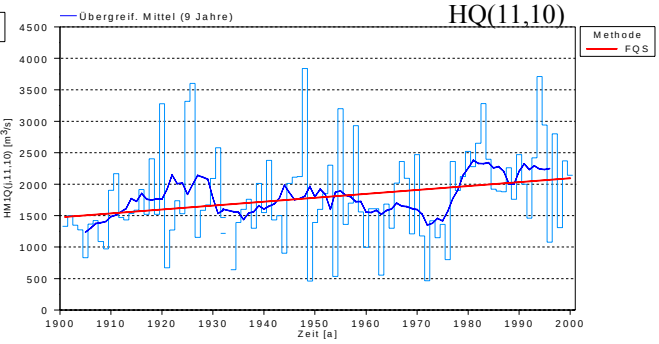
MQ(11,4)



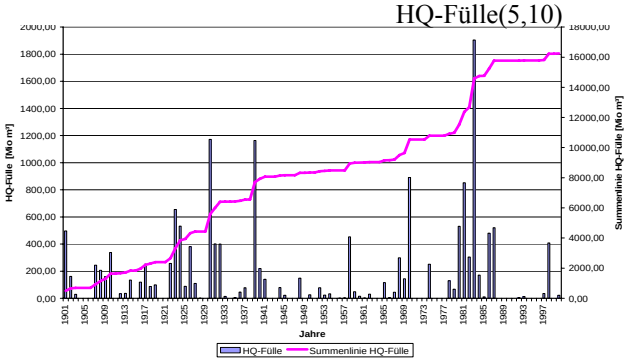
NM7Q(4,3)



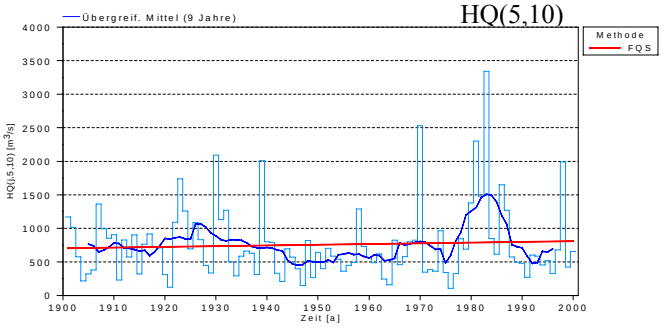
HQ(11,10)



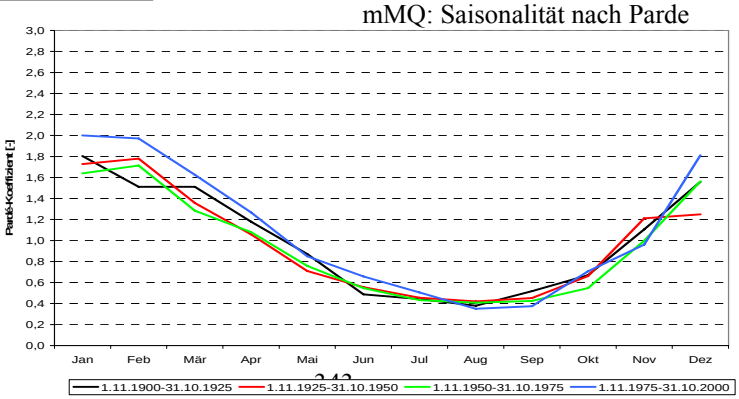
HQ-Fülle(5,10)



HQ(5,10)

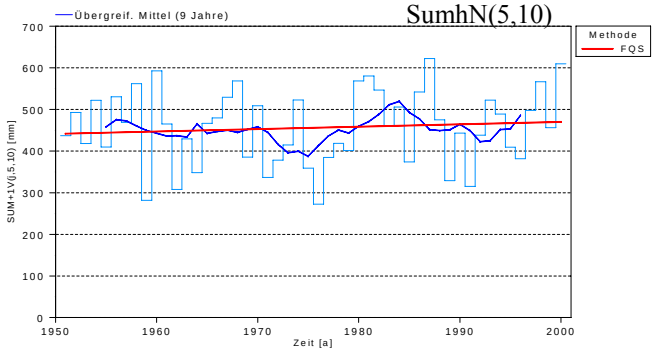


mMQ: Saisonalität nach Pardé

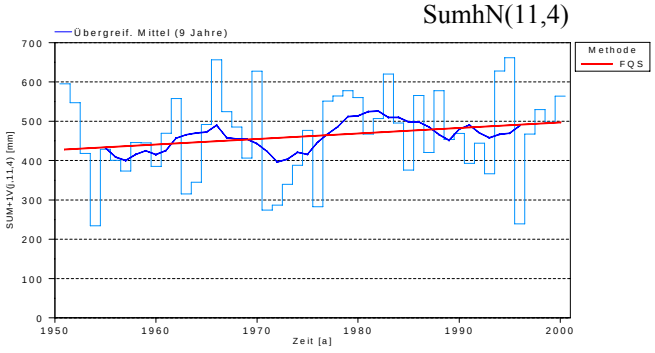


Trier 1951-2000

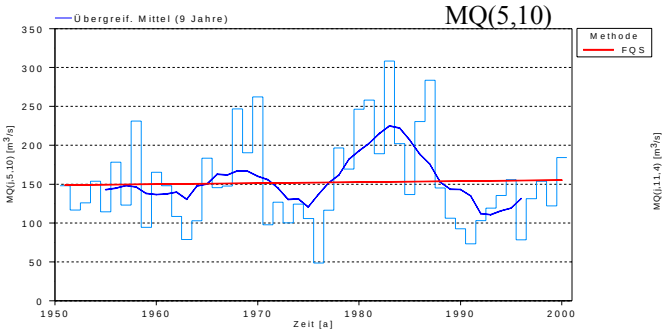
SumhN(5,10)



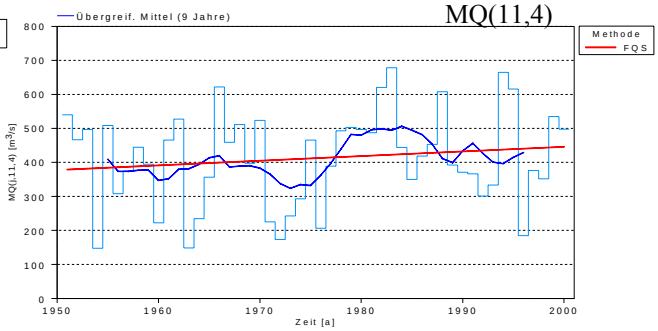
SumhN(11,4)



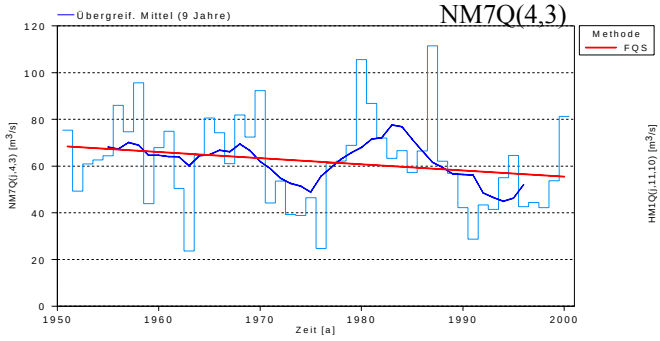
MQ(5,10)



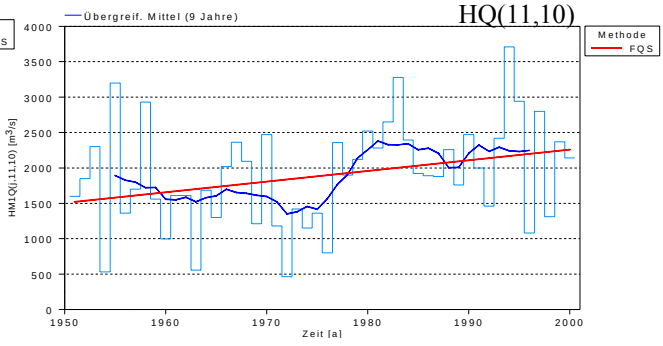
MQ(11,4)



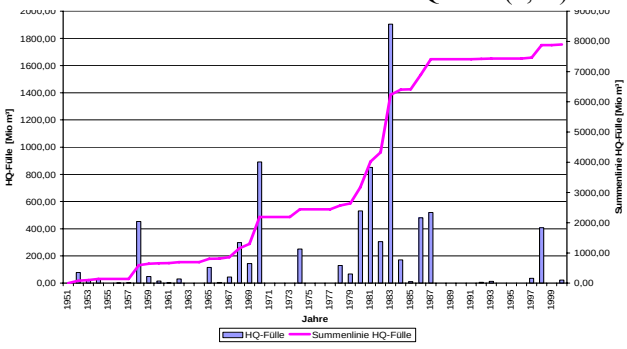
NM7Q(4,3)



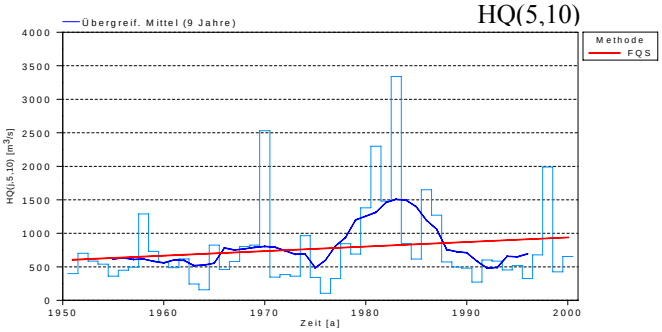
HQ(11,10)



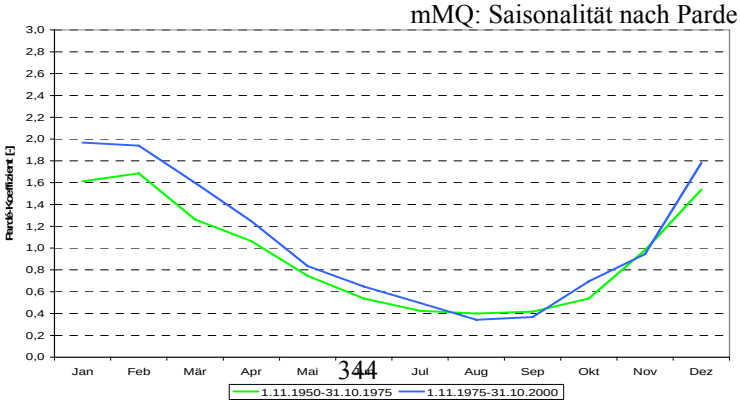
HQ-Fülle(5,10)



HQ(5,10)

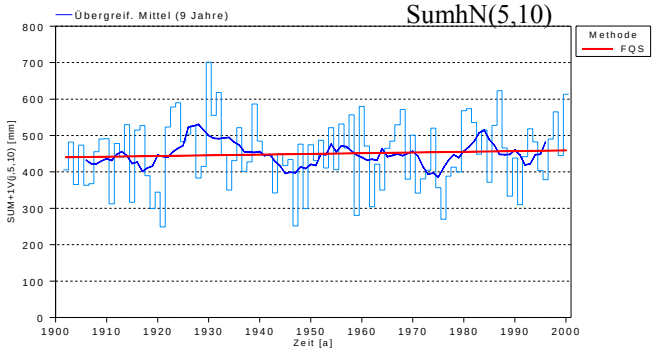


mMQ: Saisonalität nach Pardé

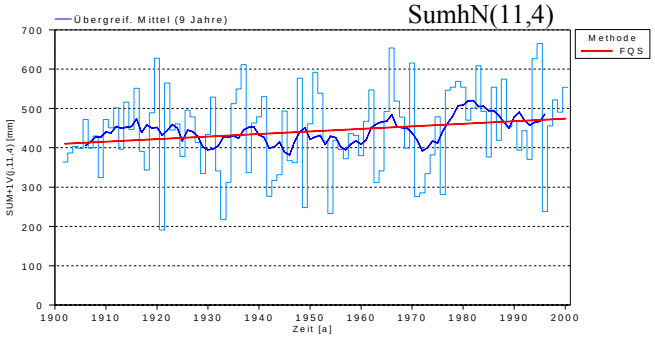


Cochem 1901-2000

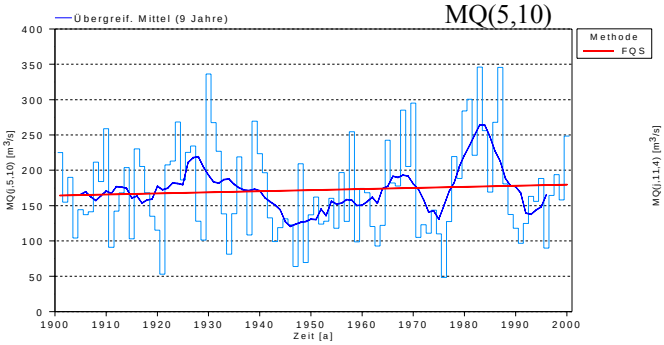
SumhN(5,10)



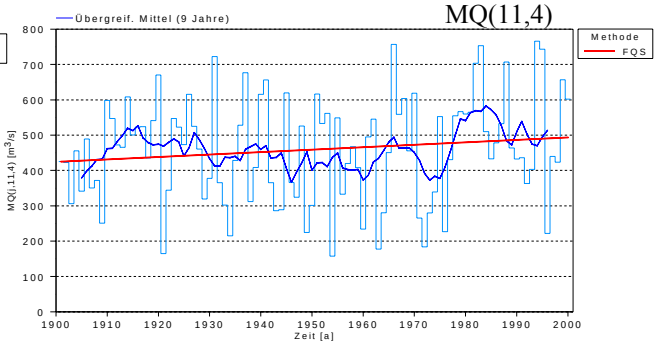
SumhN(11,4)



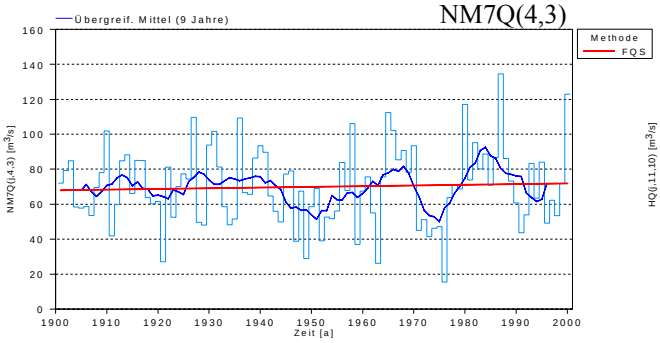
MQ(5,10)



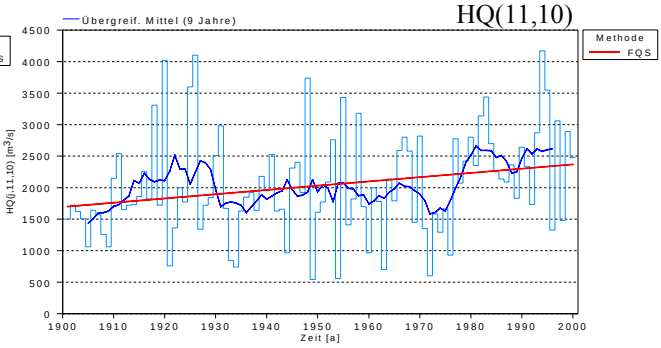
MQ(11,4)



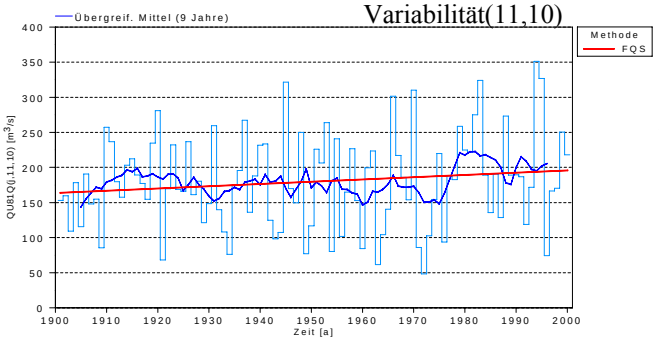
NM7Q(4,3)



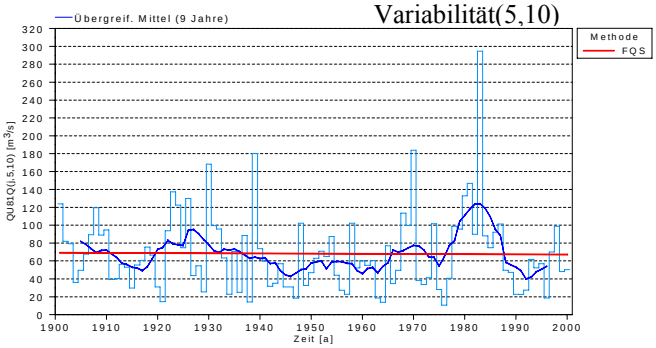
HQ(11,10)



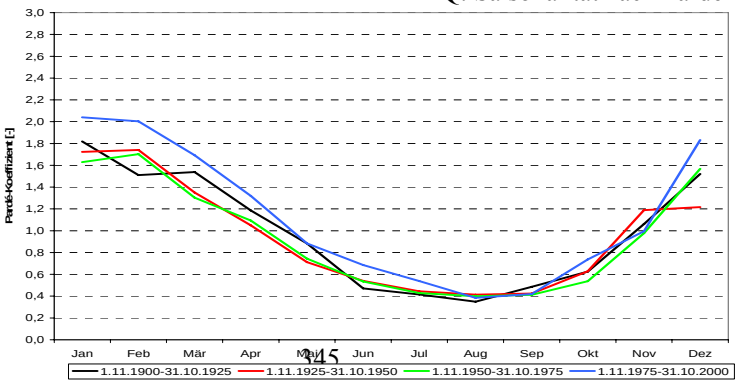
Variabilität(11,10)



Variabilität(5,10)

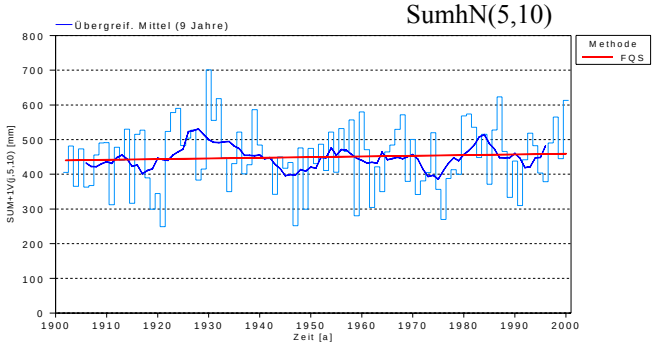


mMQ: Saisonalität nach Parde

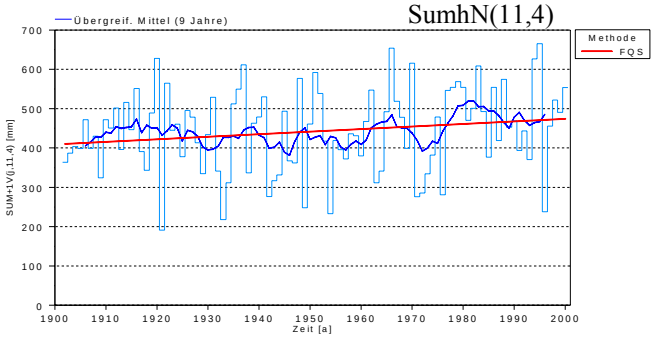


Cochem 1951-2000

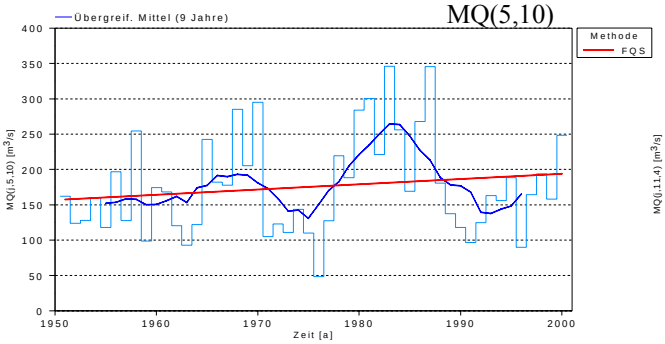
SumhN(5,10)



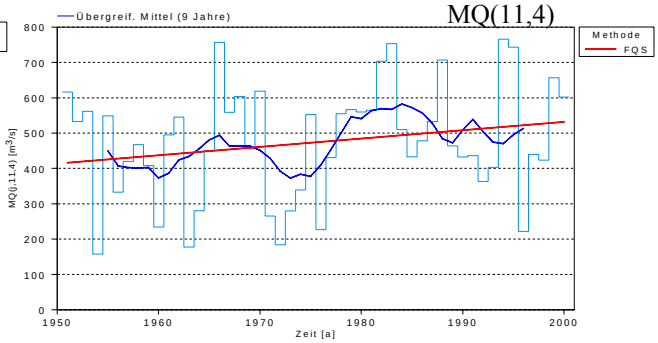
SumhN(11,4)



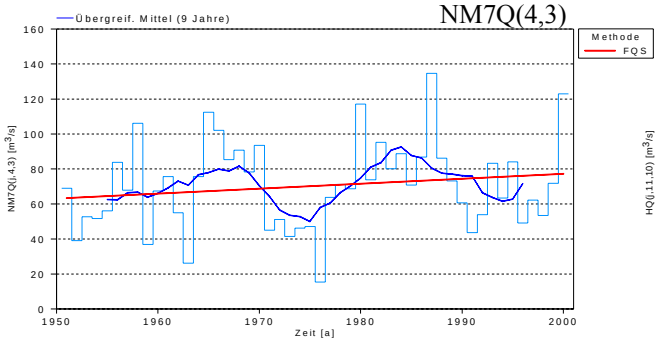
MQ(5,10)



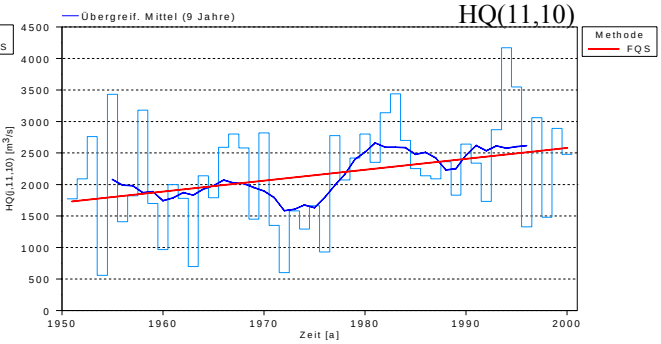
MQ(11,4)



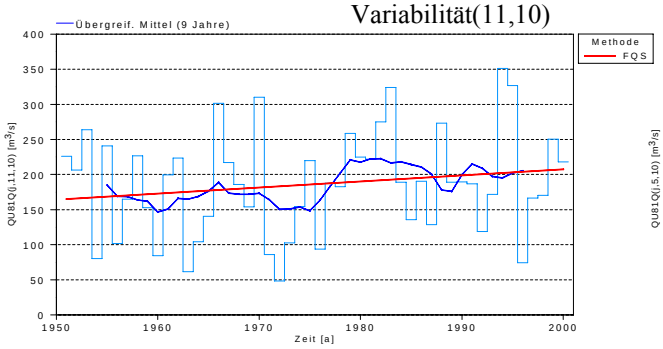
NM7Q(4,3)



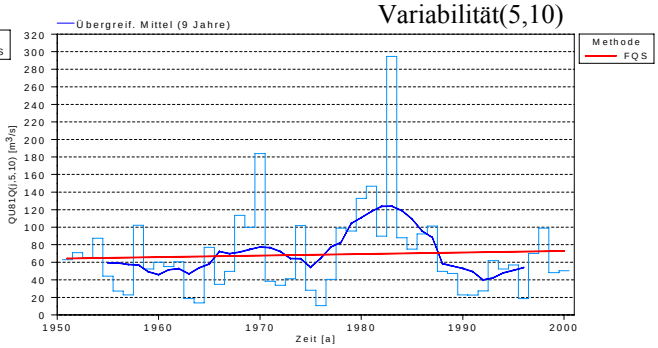
HQ(11,10)



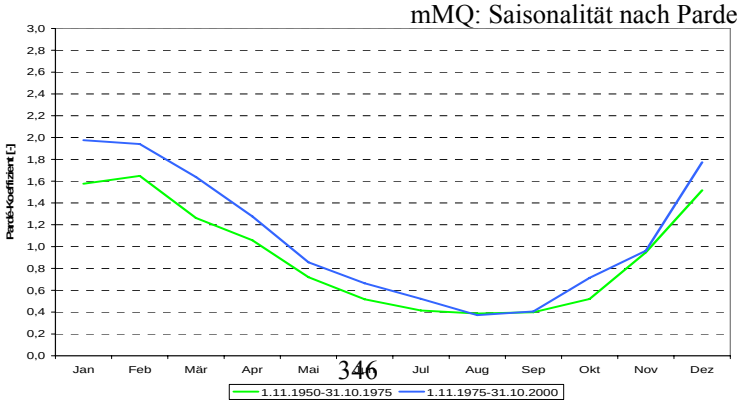
Variabilität(11,10)



Variabilität(5,10)



mMQ: Saisonalität nach Pardé



Zusammenfassung Andernach/Rhein

HENDRIK BUITEVELD, RITA LAMMERSEN

Der Pegel Andernach liegt ca. 11 km unterhalb der Moselmündung. Seit dem Pegel Kaub ist das Einzugsgebiet um rund 35.300 km^2 angewachsen. Davon entfallen ca. 28.100 km^2 auf die Mosel und 5900 km^2 auf die Lahn. Der Rest wird beigetragen durch kleinere Mittelgebirgsbäche, die zwischen Kaub und Andernach in den Mittelrhein münden. Der Anteil des Einzugsgebietes der Mosel am Gesamteinzugsgebiet des Rheins bei Andernach beträgt demnach ungefähr 20%, was einen großen Einfluss der Mosel auf das Abflussverhalten des Rheins erwarten lässt.

Pegelname / Bezugszeitraum	Andernach / (1901-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	613,8
Pegel-Höhe (NN +....m)	51,47
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	138.812
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	979
NM7Q [m³/s]	526
MQ [m³/s]	2010
HQ [m³/s]	11100
Abflussregime-Typ [4])	Regen-Schnee-Regime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Die Gebietsniederschläge im Rheineinzugsgebiet bezogen auf den Pegel Andernach zeigen einen gut gesicherten zunehmenden Trend für das Jahr und für das Winterhalbjahr. Auch die maximalen Monatsniederschläge auf Jahresbasis und auf Winterhalbjahresbasis zeigen einen gut gesicherten zunehmenden Trend. Das Niederschlagsregime ist fast identisch mit dem des Pegels Kaub.

Der mittlere Abfluss bezogen auf das Jahr und auf das Winterhalbjahr hat für den Pegel Andernach einen zunehmenden Trend. Hervorgerufen werden diese Trends vor allem durch einen gut gesicherten zunehmenden Trend des mittleren Abflusses im Monat Februar, und zunehmende Trends in Dezember und März, ähnlich wie in Kaub. Ein gesicherter abnehmender Trend ist für August nachgewiesen.

Das Abflussregime nach Pardé hat sich am Pegel Andernach im Vergleich zum Pegel Kaub geändert. Hervorgerufen durch das Wintermaximum in der Mosel liegt das primäre Maximum des Rheins in Andernach nun im Winter (Januar/Februar). Das am Pegel Kaub beobachtete Maximum im Juni ist in Andernach noch als deutlich niedrigeres sekundäres Maximum erkennbar. Das erste Maximum wird verursacht durch Regen z.T. kombiniert mit Schneeschmelze in den Mittelgebirgen, das sekundäre Maximum durch die Schneeschmelze in den Alpen und den Mittelgebirgen. Da sowohl in der Mosel als auch im Oberrhein das Minimum im Spätsommer auftritt, bleib das Minimum in September/Oktober erhalten. Wie bereits bei Kaub sind die drei ersten Perioden global gesehen gleich. In der letzten Periode (1976-2000)

ist das Hauptmaximum deutlich höher und das Sommerminimum tritt eher auf und ist darüber hinaus ausgeprägter.
Trotz der deutlichen Veränderungen ist das Abflussregime so wie in Kaub dem Regen-Schnee-Regime zuzuordnen.

Bezüglich der Niedrigwasserverhältnisse zeigen die Kennwerte NM7Q und NM21Q für die Jahres- und Winterhalbjahreszeiträume zunehmende Trends. Einen gesicherten zunehmenden Trend weist das NM21Q im Winter auf. Im Sommerhalbjahr folgen die Niedrigwasserkennwerte einer (geringen) negativen Tendenz. Global gesehen zeigt sich das gleiche Bild wie am Pegel Kaub.

Die Hochwasserscheitelwerte (HQ) bezogen auf das Winterhalb- sowie Gesamtjahr haben einen gut gesicherten zunehmenden Trend. Im Sommerhalbjahr gibt es eine zunehmende Tendenz.

Hochwasser mit größeren Füllen verteilen sich relativ gleichmäßig über den gesamten Zeitraum 1901 bis 2000. Lediglich bei den Sommerhochwassern ist eine etwas größere Häufung in den 1920er/1930er Jahren sowie in den 1960er und 1980er Jahren zu beobachten.

Pegel Andernach / Rhein (1901 - 2000)

Zeichenerklärung

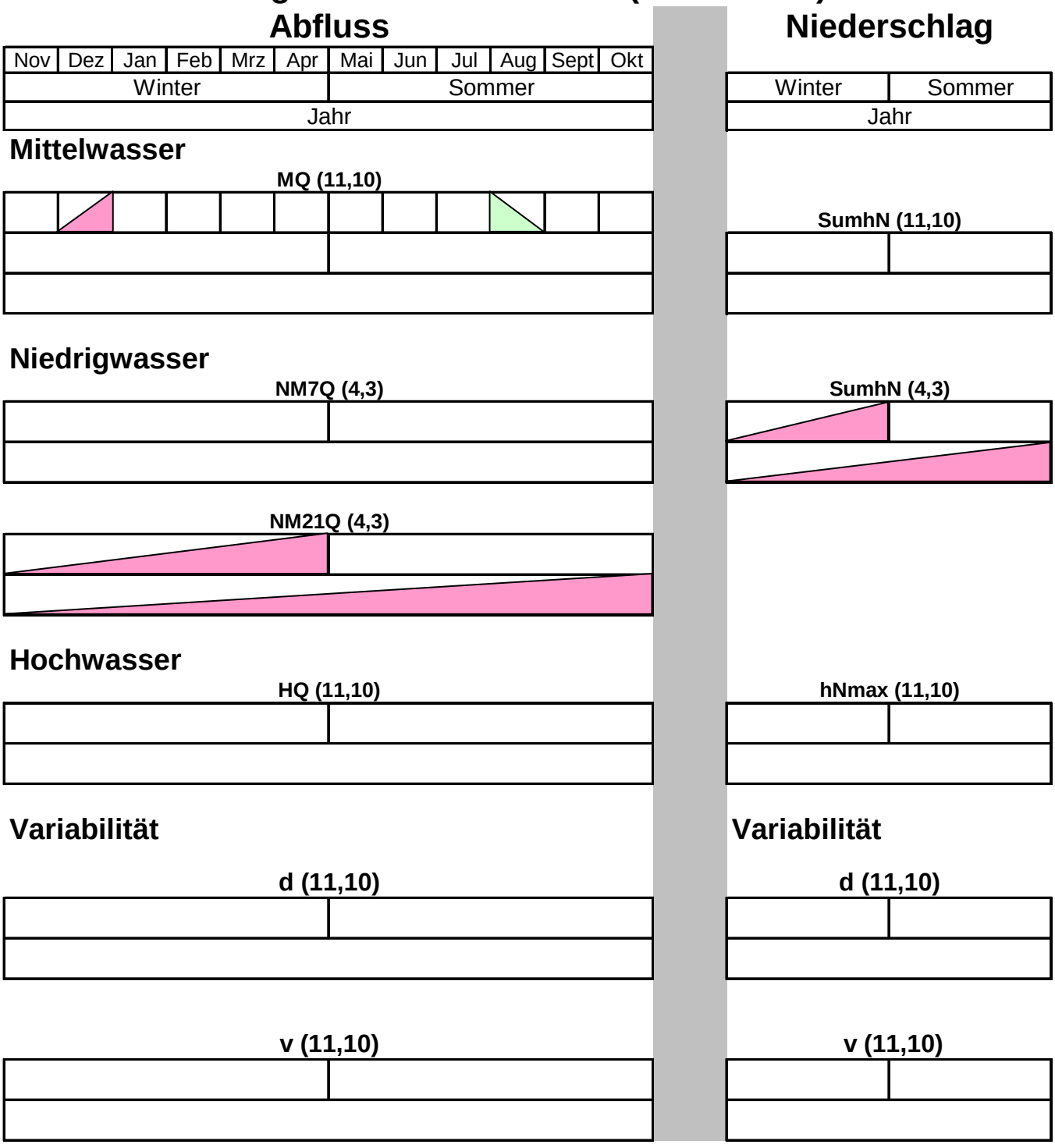
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Andernach / Rhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

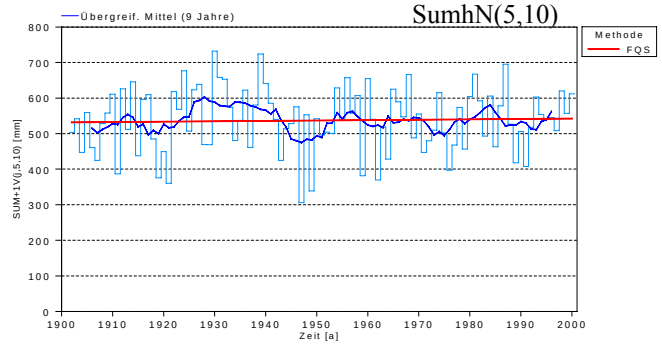
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

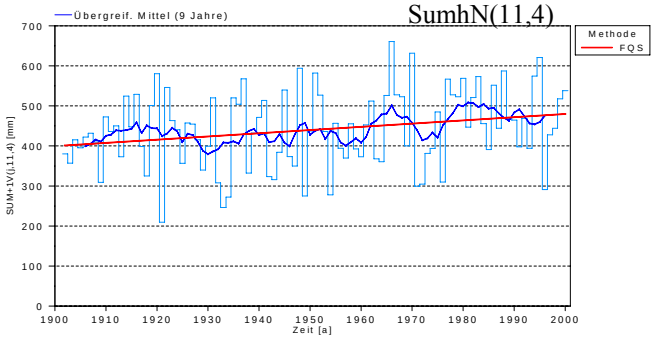
Trend fallend (80% Signifikanz)

Andernach 1901-2000

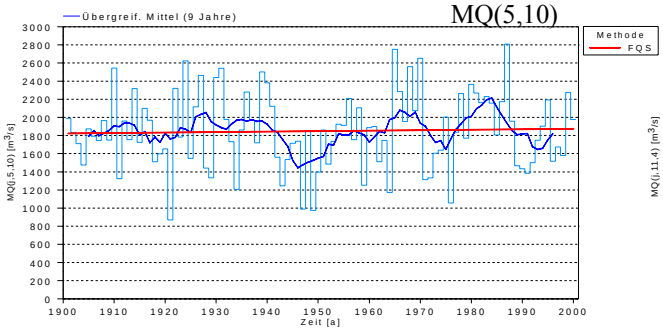
SumhN(5,10)



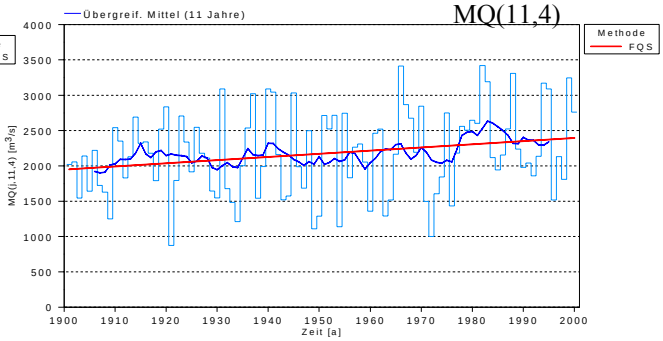
SumhN(11,4)



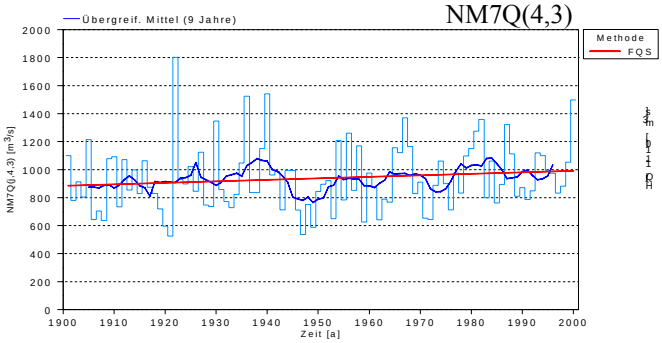
MQ(5,10)



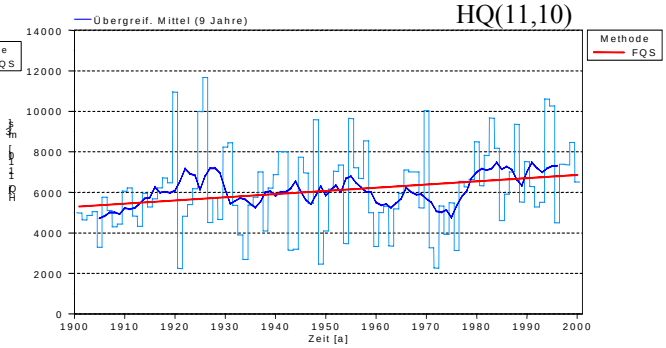
MQ(11,4)



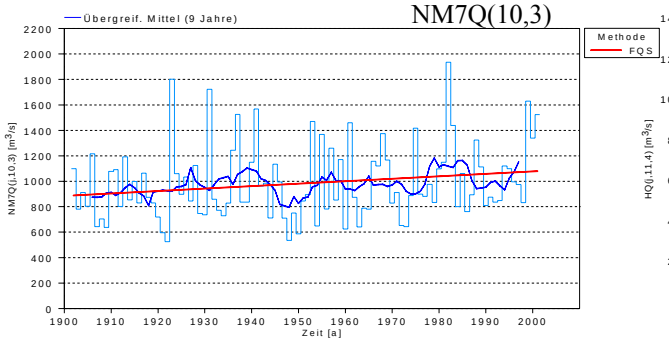
NM7Q(4,3)



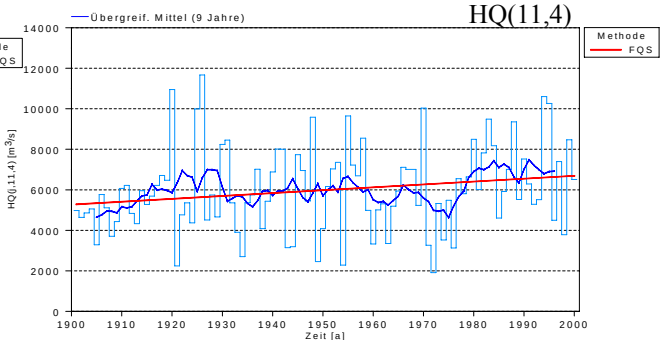
HQ(11,10)



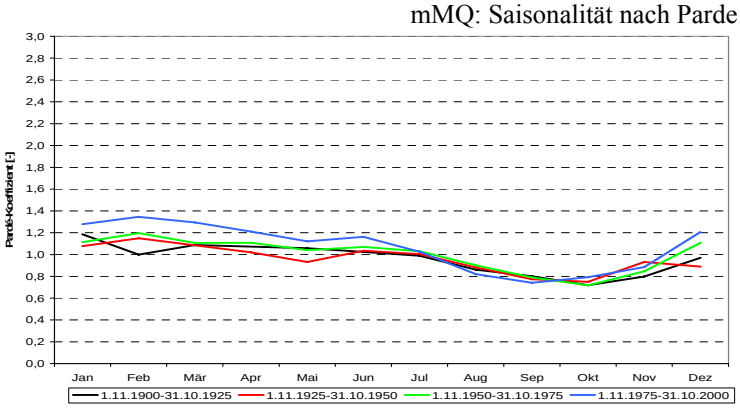
NM7Q(10,3)



HQ(11,4)

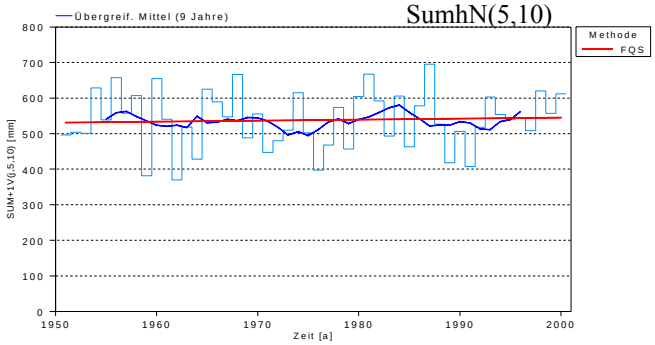


mMQ: Saisonalität nach Parde

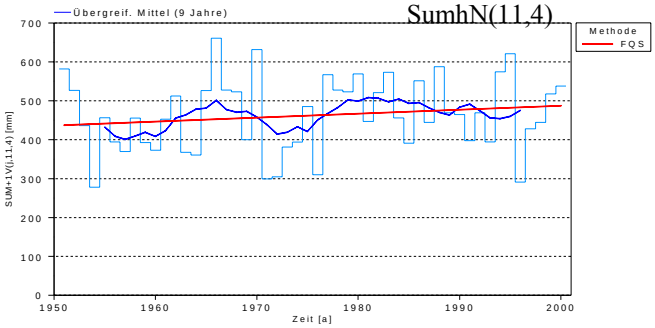


Andernach 1951-2000

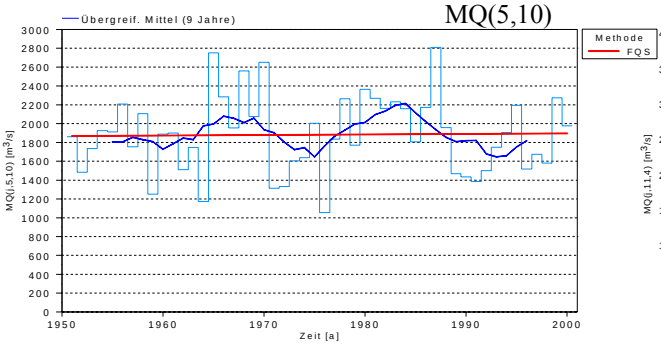
SumhN(5,10)



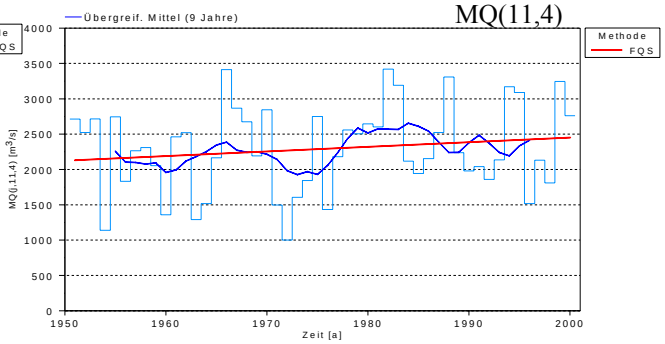
SumhN(11,4)



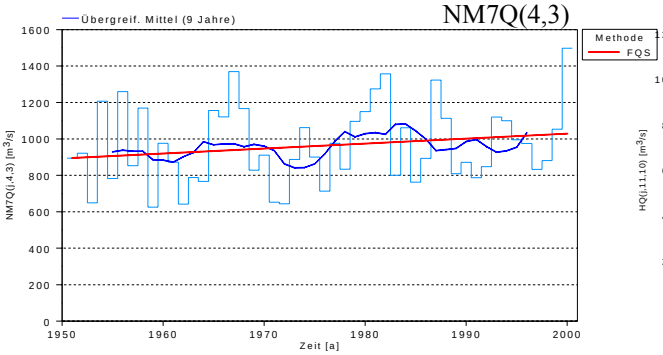
MQ(5,10)



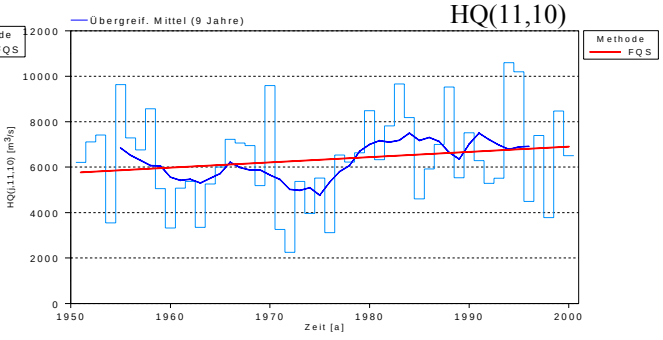
MQ(11,4)



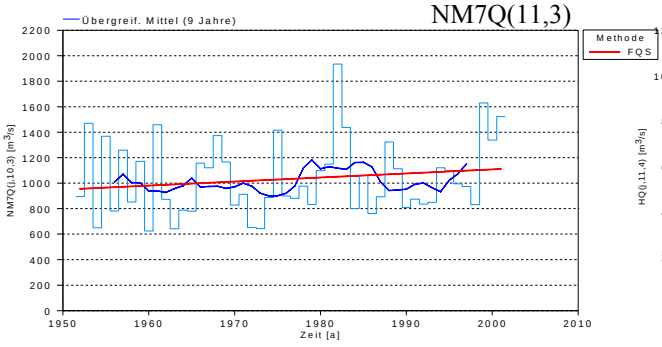
NM7Q(4,3)



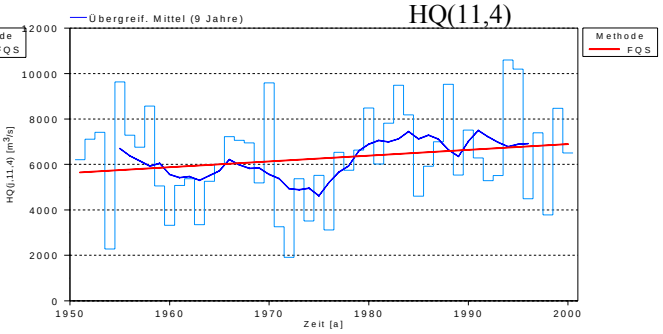
HQ(11,10)



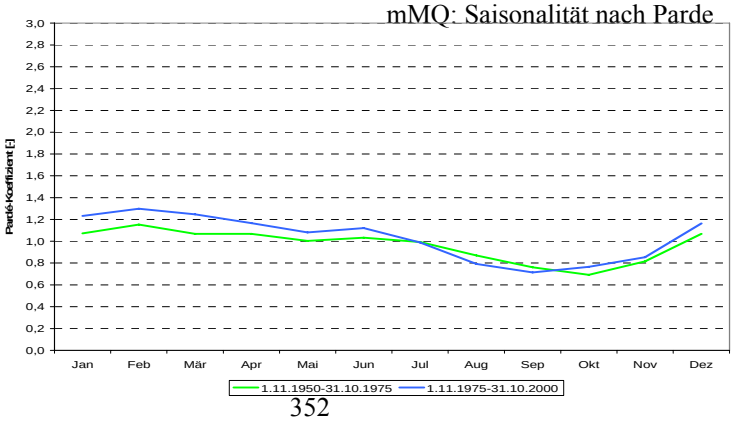
NM7Q(11,3)



HQ(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Pardé



Zusammenfassung Siegburg-Kaldauen/ Sieg

ANDREAS MEUSER

Pegelname / Bezugszeitraum	Siegburg-Kaldauen / (1951-2000)
Fluss	Sieg
Fluss-km [1])	17,6
Pegel-Höhe (NN +....m)	58,44
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	1885
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	1070
NM7Q [m³/s]	0,98
MQ [m³/s]	33,8
HQ [m³/s]	1050
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) Entfernung von der Mündung

[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel

[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode

[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Der Pegel Siegburg-Kaldauen liegt 17,6 km oberhalb der Mündung auf ca. 58 m ü. NN. Die Teileinzugsgebietsgröße umfasst 1885 km². Aufzeichnungen existieren seit 1949. Das gesamte Einzugsgebiet der Sieg (2861 km²) befindet sich zwischen Bergischem Land, Westerwald, Rothaargebirge und Rhein. Die Sieg mündet nördlich von Bonn bei Rhein-km 660 in den Rhein. Im Einzugsgebiet der Sieg in Nordrhein-Westfalen befinden sich 6 Talsperren und 7 Flusstauanlagen mit mehr als jeweils 100.000 m³ Stauinhalt. Der Gesamtstauraum dieser Anlagen beträgt rd. 125 Mio. m³. Der in den Talsperren zur Verfügung stehende Hochwasserschutzraum beträgt allerdings nur ca. 14 Mio. m³. Bis auf die Aggertalsperre (außerhalb des eigentlichen Untersuchungsraumes) sind die Talsperren Trinkwassersperren, die ebenfalls dem Hochwasserschutz, der Erholung und Wasserkraftnutzung dienen können. Die Flussstauanlagen wurden zur Wasserkraftnutzung errichtet.

Die Auswertung der Trenduntersuchungen zeigt, dass die Gebietsniederschläge für das Einzugsgebiet der Sieg bis zum Pegel Siegburg-Kaldauen tendenziell zunehmen (Winter- und Jahresbezug). Statistisch abgesichert ist diese Tendenz allerdings nur für die Niederschlagssummen der Winterhalbjahre (80 % - Niveau). Die maximalen Monatsniederschläge zeigen ansteigende Tendenzen, vor allem im Winter bzw. Jahr, allerdings ohne statistische Absicherung. Das Niederschlagsregime des Siegeinzugsgebiet (nach Pardé) weist in der Periode 1950 bis 1975 ausgeprägte Gipfel im Dezember und August auf. Die Periode 1975 bis 2000 zeigt höheres Niederschlagaufkommen im März sowie im Dezember und Januar. Tendenziell weisen die Sommermonate Juni, Juli und August nun geringere Niederschläge auf.

Für die mittleren Abflüsse am Pegel Siegburg-Kaldauen sind gesicherten Trends (80 % - Niveau) nur für die Monate März (Zunahme) und August (Abnahme) nachweisbar.
Die Beurteilung des Abflussregimes über die Pardé-Koeffizienten bestätigt die (relative) Verringerung der Augustniederschläge in den mittleren Abflüssen, ebenso den entsprechenden Anstieg der Niederschläge im Januar und März. Das Abflussregime ist nach Pardé als „Komplexes Regime 1. Grades“ anzusprechen, als „pluvialer Typ atlantischer Prägung“.Die Analyse der Terme der Wasserhaushaltsgleichung zeigt gegliedert nach je zwei 25-Jahresperioden

eine Zunahme aller Wasserhaushaltsgrößen im Winterhalbjahr sowie eine Abnahme der Niederschlags- und Abflusskomponenten im Sommerhalbjahr.

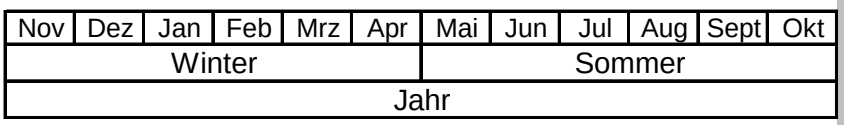
Die Kennwertserien für die Niedrigwasserverhältnisse zeigen für Winter-, Sommer- und Jahresbezug eher positive Werte. Eine statistische Absicherung als Trend ist aber nicht möglich. Im Vergleich zur Niederschlagsentwicklung passt vor allem die sommerliche Verschiebung des Eintrittsdatums der Niedrigwasserkenngrößen auf Mitte August, da die mittleren Augustniederschläge in Relation zum Jahresmittel in der Periode 1976 – 2000 sowie der mittlere Augustabfluss tendenziell abgenommen haben. Anthropogene Einflüsse auf das Verhalten der Niedrigwasserkenngrößen sind auch in Bezug auf die Trinkwasserversorgung durch Talsperren kaum erkennbar.

Es lässt sich für den Pegel Siegburg-Kaldauen eine Entwicklung zur Verstärkung der Hochwasserscheitel in den Winter- und Jahresserien erkennen. Statistisch ist dies aber weder auf dem 80% - Niveau, noch auf dem 95% - Niveau nachweisbar. Anthropogene Einflüsse auf das Verhalten der Hochwasserkenngrößen sind auch in Bezug auf den Talsperrenbetrieb statistisch nicht erkennbar.

Die Änderungen der Abflussverhältnisse im Sieggebiet wirken sich nur marginal auf das Abflussregime des Rheins aus. Dazu ist das Einzugsgebiet mit 2860 km² zu klein, gemessen an der Einzugsgebietsgröße des Rheineinzugsgebiets von ca. 144000 km² bis Köln.

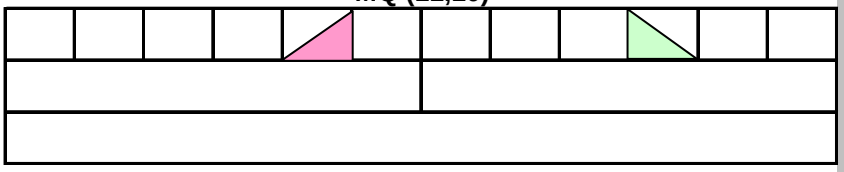
Pegel Siegburg-Kaldauen / Sieg (1951 - 2000)

Abfluss



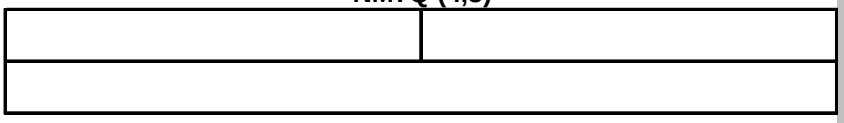
Mittelwasser

MQ (11,10)

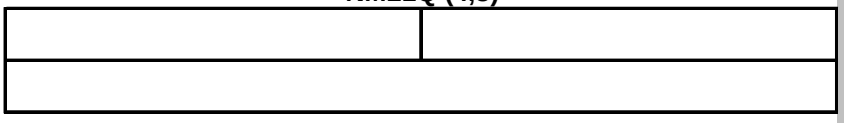


Niedrigwasser

NM7Q (4,3)

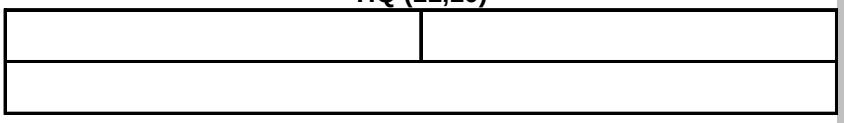


NM21Q (4,3)



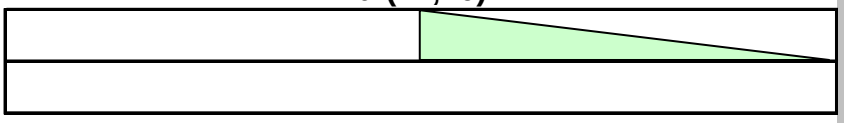
Hochwasser

HQ (11,10)



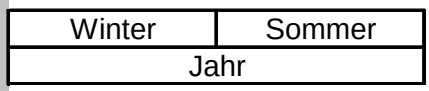
Variabilität

d (11,10)

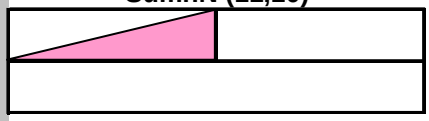


v (11,10)

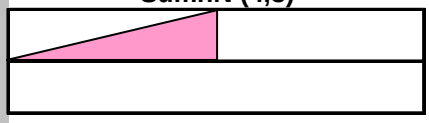
Niederschlag



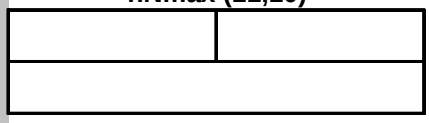
SumhN (11,10)



SumhN (4,3)

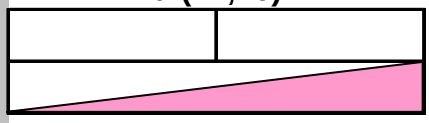


hNmax (11,10)

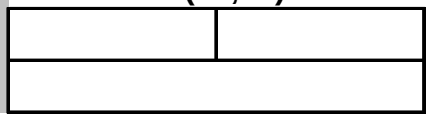


Variabilität

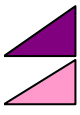
d (11,10)



v (11,10)

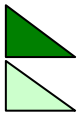


Zeichenerklärung



Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

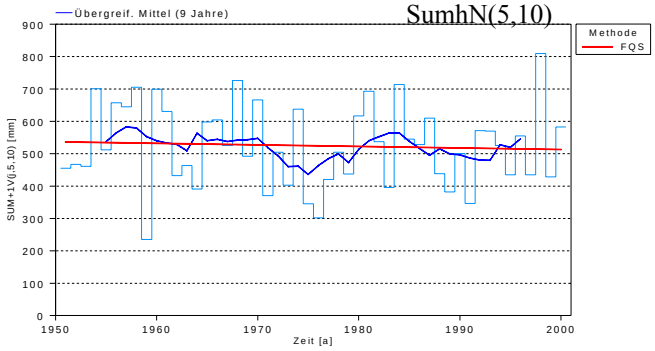


Trend fallend (95% Signifikanz)

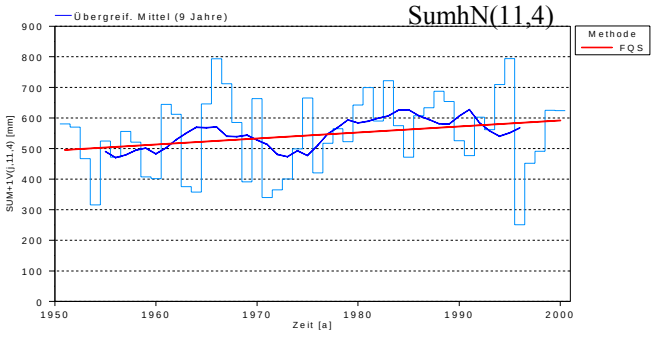
Trend fallend (80% Signifikanz)

Siegburg-Kaldauen 1951-2000

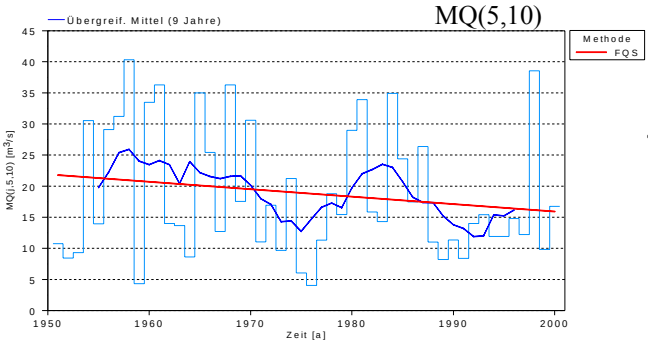
SumhN(5,10)



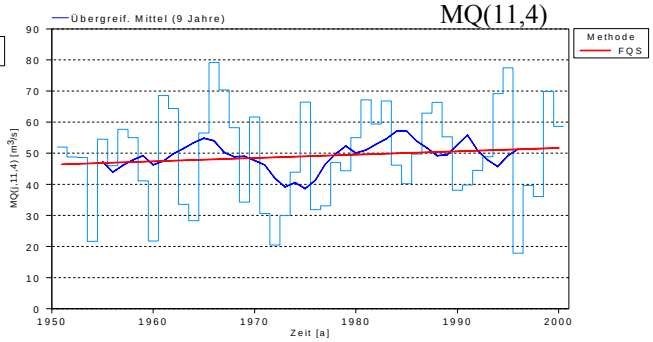
SumhN(11,4)



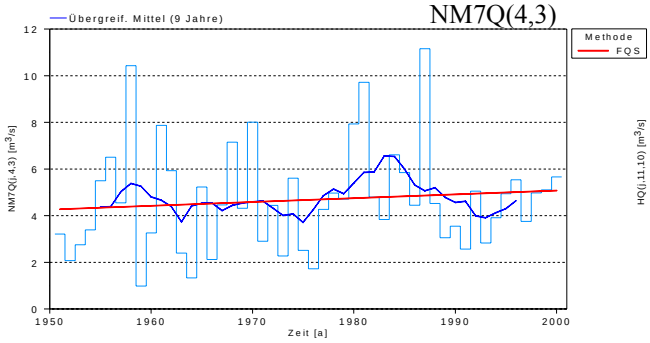
MQ(5,10)



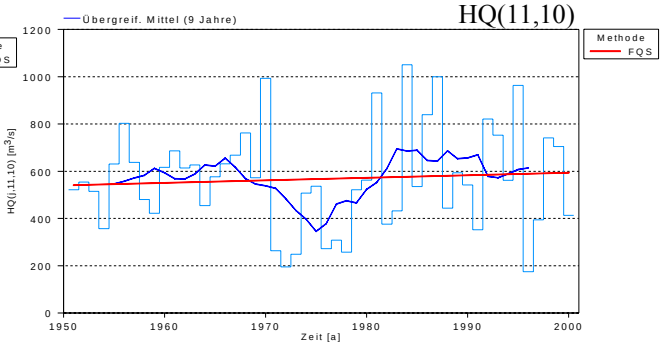
MQ(11,4)



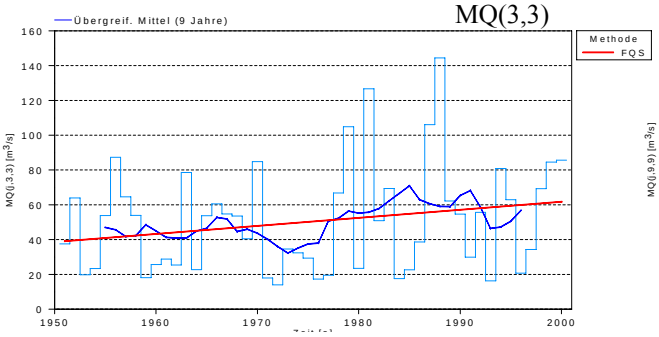
NM7Q(4,3)



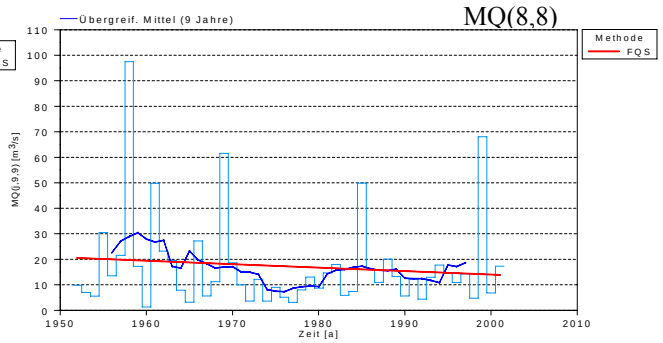
HQ(11,10)



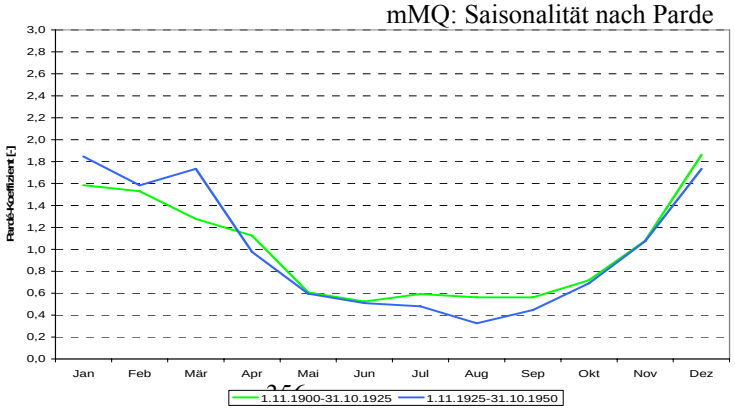
MQ(3,3)



MQ(8,8)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Köln/Rhein

HENDRIK BUITEVELD, RITA LAMMERSEN

Bis zum Pegel Köln ist das Einzugsgebiet des Rheins im Vergleich zum Pegel Andernach um weitere ca. 5400 km^2 angewachsen. Der größte Nebenfluss dieses Teilstückes des Rheins ist die Sieg mit rund 2900 km^2 Einzugsgebiet. Der Rest wird durch kleinere Mittelgebirgsbäche wie Ahr und Wied beigetragen. Eine Beeinflussung des Abflussregime des Rheins durch die Nebenflüsse zwischen Andernach und Köln ist daher kaum zu erwarten.

Pegelname / Bezugszeitraum	Köln / (1901-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	688,0
Pegel-Höhe (NN +....m)	34,97
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	144.245
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	976
NM7Q [m³/s]	546
MQ [m³/s]	2080
HQ [m³/s]	11100
Abflussregime-Typ [4])	Regen-Schnee-Regime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Die Gebietsniederschläge im Rheineinzugsgebiet bezogen auf den Pegel Köln zeigen einen gut gesicherten zunehmenden Trend für das Jahr und für das Winterhalbjahr. Auch die maximalen Monatsniederschläge auf Jahresbasis und auf Winterhalbjahresbasis zeigen einen gut gesicherten zunehmenden Trend. Das Niederschlagsregime ist fast identisch mit dem des Pegels Andernach.

Der mittlere Abfluss bezogen auf das Jahr und auf das Winterhalbjahr hat für den Pegel Köln einen zunehmenden Trend. Hervorgerufen werden diese Trends vor allem durch einen gut gesicherten zunehmenden Trend des mittleren Abflusses im Monat Februar, und zunehmende Trends in Dezember und März, ähnlich wie in Andernach. Ein gesicherter abnehmender Trend ist für August nachgewiesen.

Das Abflussregime nach Pardé hat sich am Pegel Köln im Vergleich zum Pegel Andernach kaum geändert und ist wie dieses dem Regen-Schnee-Regime zuzuordnen. Auch hier ist das primäre Maximum im Winter in erster Linie verursacht durch Regen und das sekundäre Maximum im Juni durch die Schneeschmelze. Das Minimum liegt in September/Oktober. Ebenso wie am Pegel Andernach sind die drei ersten Perioden global gesehen gleich. In der letzten Periode (1976-2000) ist das Hauptmaximum deutlich höher, das Sommerminimum tritt eher auf und ist darüber hinaus ausgeprägter als in Andernach.

Bezüglich der Niedrigwasserverhältnisse zeigen die Kennwerte NM7Q und NM21Q für die Winterhalbjahreszeiträume zunehmende Trends. Im Sommerhalbjahr folgen die Niedrigwasserkennwerte einer (geringen) negativen Tendenz.

Die Hochwasserscheitelwerte (HQ) bezogen auf das Winterhalbjahr und Jahr haben einen gut gesicherten zunehmenden Trend. Im Sommerhalbjahr gibt es eine zunehmende Tendenz.

Hochwasser mit größeren Füllen verteilen sich wie in Andernach relativ gleichmäßig über den gesamten Zeitraum 1901 bis 2000. Lediglich bei den Sommerhochwassern ist eine etwas größere Häufung in den 1920er/1930er Jahren sowie in den 1960er und 1980er Jahren zu beobachten.

Pegel Köln / Rhein (1901 - 2000)

Zeichenerklärung

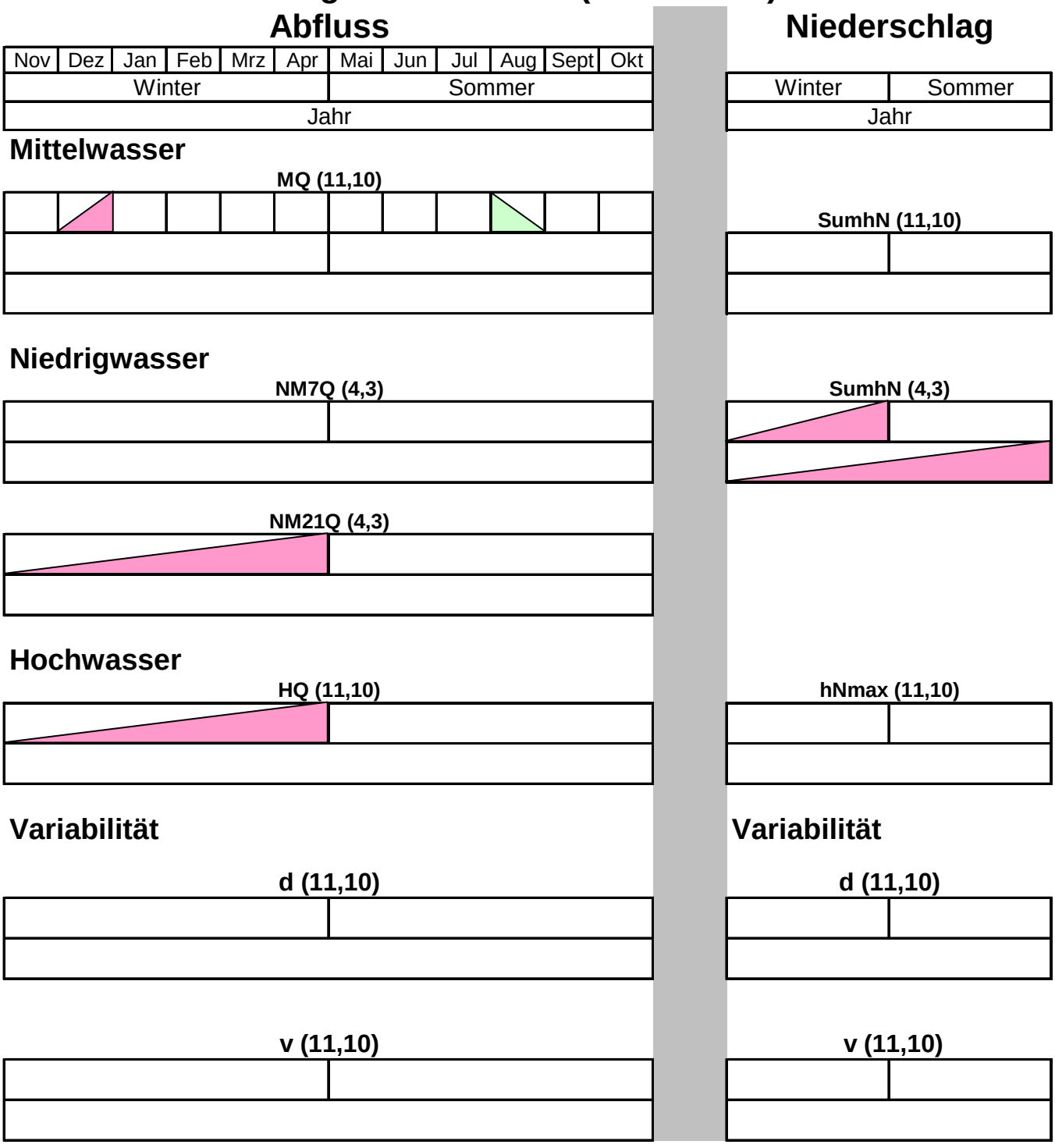
Trend steigend (95% Signifikanz)

Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

Pegel Köln / Rhein (1951 - 2000)



Zeichenerklärung

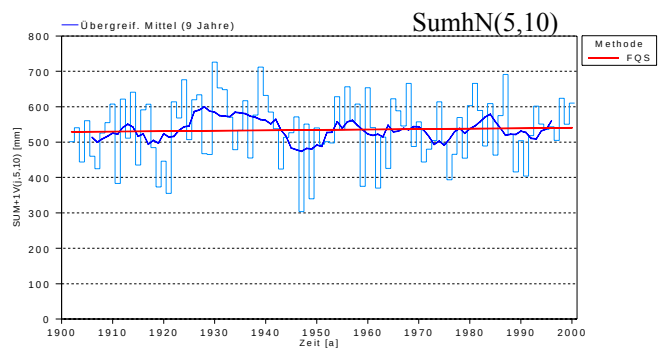
Trend steigend (95% Signifikanz)

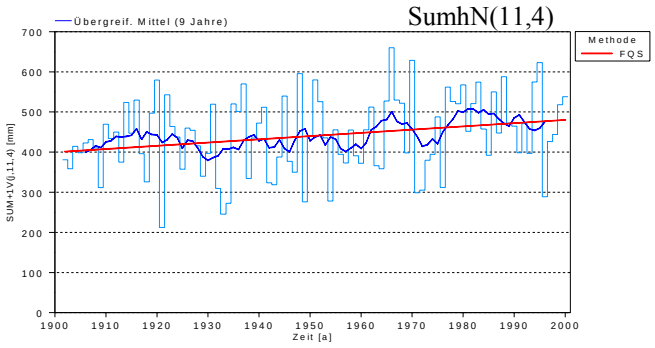
Trend steigend (80% Signifikanz)

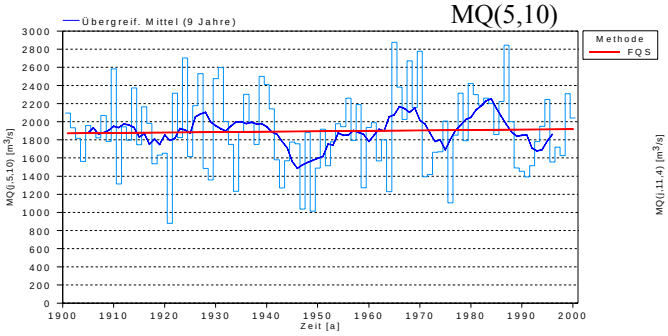
Trend fallend (95% Signifikanz)

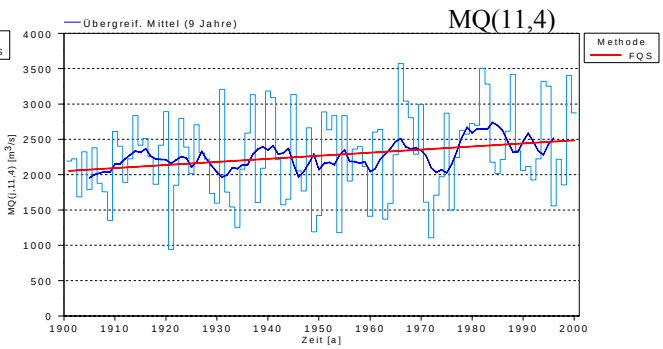
Trend fallend (80% Signifikanz)

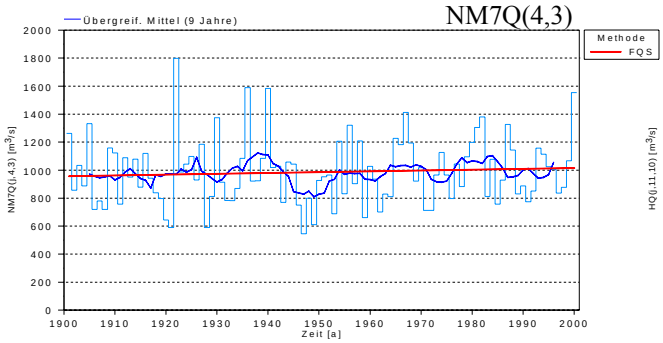
Köln 1901-2000

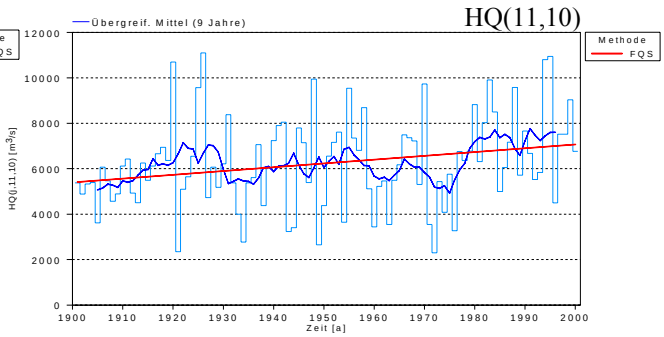


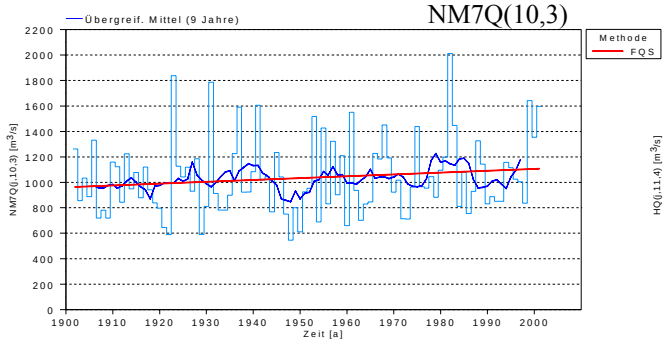


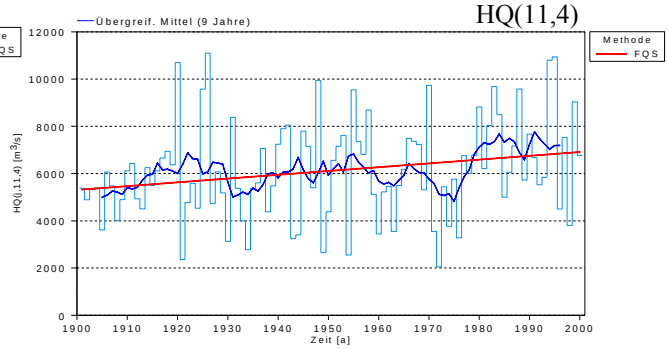


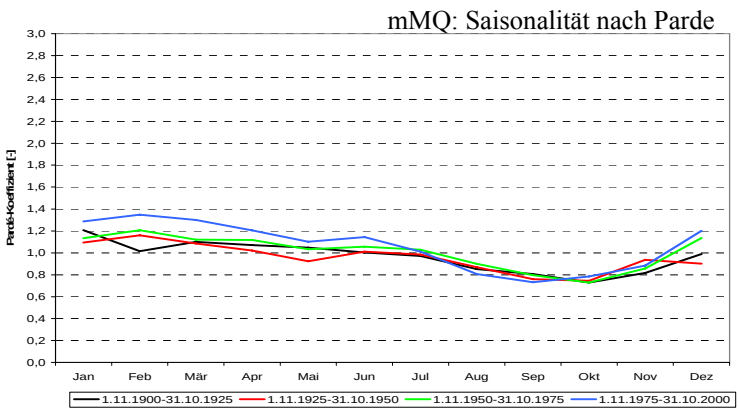




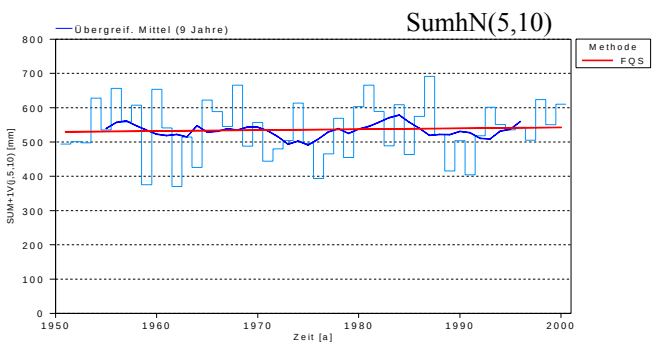


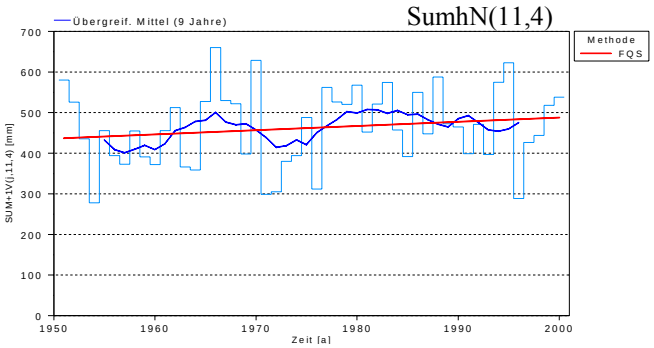


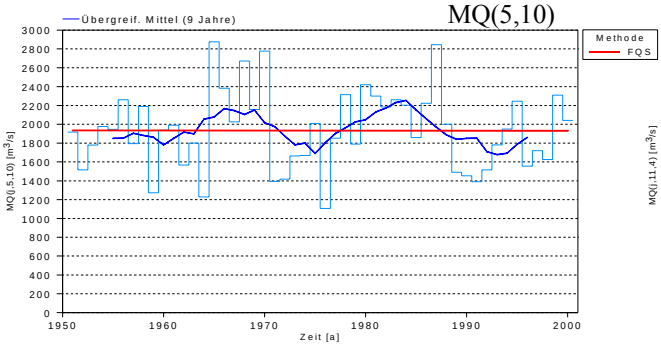


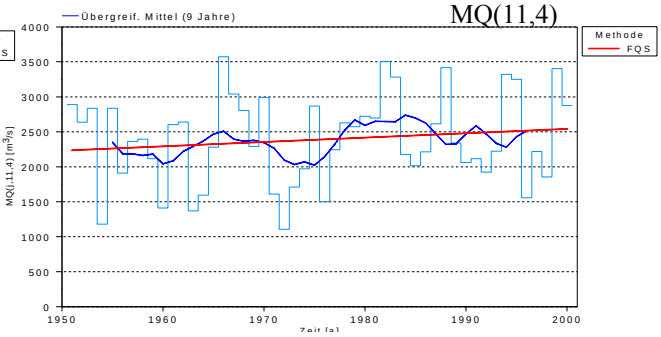


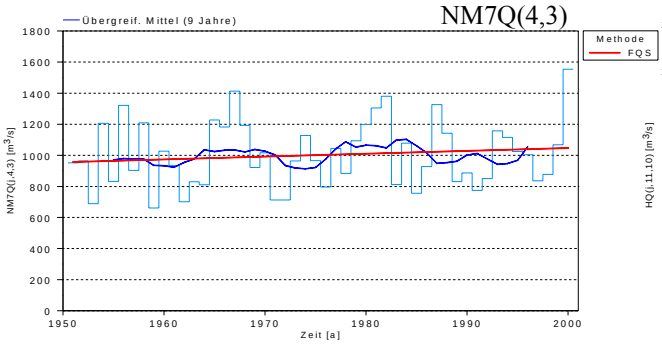
Köln 1951-2000

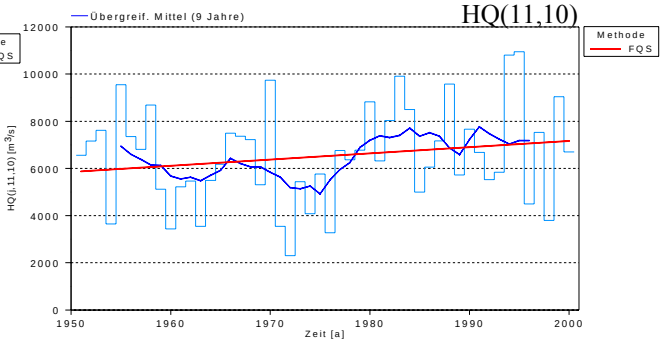


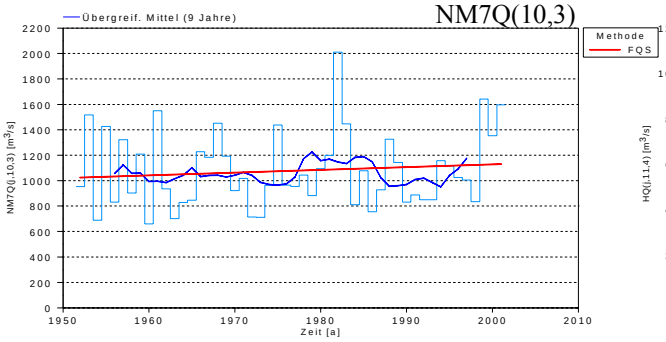


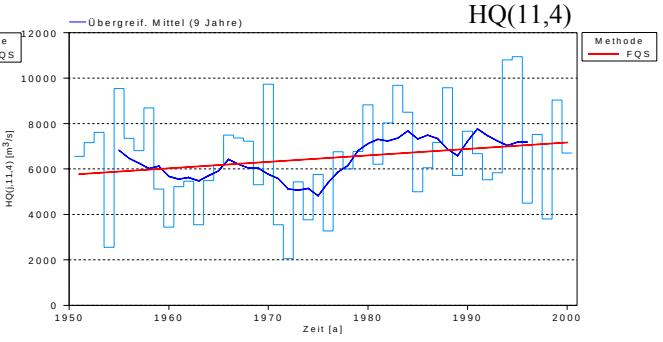


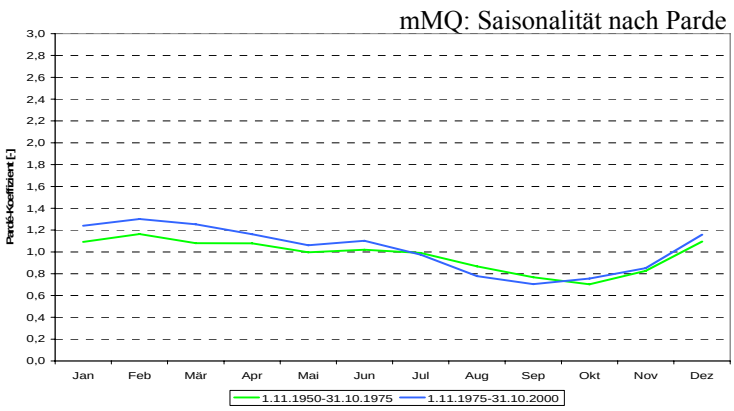












Zusammenfassung Haltern / Lippe

JÖRG UWE BELZ, MARIA LARINA

Pegelname / Bezugszeitraum	Haltern / (1951-2000)
Fluss	Lippe
Fluss-km [1])	53,3 km
Pegel-Höhe (NN +....m)	30,95 + NN
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	4273
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	831
NM7Q [m³/s]	5,34
MQ [m³/s]	39
HQ [m³/s]	550
Abflussregime-Typ [4])	Ozeanisches Regenregime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Festgestellt wird, dass die Niederschläge im Zeitraum 1951-2000 im Lippegebiet in den Winterhalbjahren trendgesichert zunehmen; bei Jahresbezug besteht lediglich ungesicherte Anstiegstendenz. Demgegenüber umgekehrt besteht in den Sommerhalbjahren ungesicherte Minderungstendenz.
Identifizierte Bruchpunkte in den Datenreihen deuten auf eine Veränderung des grundsätzlichen Verhaltens einer Niederschlagskenngröße hin. Derartige Bruchpunkte liegen durchweg im Zeitraum zwischen 1973 und 1980, dies fast ausnahmslos in den Winterhalbjahresserien.
Die Aussagen bezüglich der Winter-Sommer-Verschiebung werden zusätzlich gestützt durch die Saisonalitätsuntersuchung, die ebenfalls im Verlaufe des Untersuchungszeitraumes eine Regimeänderung im Hinblick auf niederschlagsärmere Sommermonate und niederschlagsreichere Wintermonate offenbart. Dabei ist das letzte Vierteljahrhundert im Lippegebiet gegenüber früheren Zeiträumen durch stärkere Schwankung von Monat zu Monat bei gleichzeitiger Verringerung der Spannweite zwischen den Extremmonaten gekennzeichnet, was sich auch in den Ergebnissen der Variabilitätsanalyse manifestiert.
Insgesamt fügt sich die Charakteristik des Niederschlagsverhaltens im Teileinzugsgebiet Haltern damit grundsätzlich in die des gesamten Rheingebietes nördlich der Alpen ein.

Die *MQ*-Reihen zeigen im Zeitraum 1951-2000 in der Wintersaison überwiegend steigende, in der Sommersaison überwiegend fallende Tendenzen, die sich jedoch nur selten, und dann lediglich auf Monatsbasis, als Trend absichern lassen ($MQ_{März}$, MQ_{Juni}). Bruchpunkte sind ebenfalls ausschließlich auf Basis der Monatsserien zu identifizieren: MQ_{Mai} um 1960/61, MQ_{Juni} um 1964/65.
Der rein pluviale Grundcharakter des Abflussregimes der Lippe mit Wintermaximum und Sommerminimum bleibt im Untersuchungszeitraum bei leichter zeitlicher Rückverlegung der Extremmonate erhalten. Insgesamt weisen die Wintermonate Abflusszugewinne, die Sommermonate Abflussverringerungen auf, wodurch sich entgegen der diesbezüglichen Entwicklung beim Niederschlagsregime die Amplitude des Abflusskoeffizienten weitet.
Die *MQ*-Variabilität zeigt trendsignifikante Veränderungen lediglich in einer Variabilitätsabnahme in den Sommerhalbjahren.
Damit haben zwar klimatische Einflüsse bzw. Änderungen im Einzugsgebiet deutlich Abflussprägende Wirkung insbesondere auf das Trendverhalten im Teileinzugsgebiet Haltern

(Abnahmen in den *MQ* Datenreihen im Sommer, Zunahmen im Winter); insbesondere Entwicklung der Unterschiedsgröße V_{25j} gibt allerdings Hinweise auf zusätzliche anthropogene Beeinflussung der *MQ*-Reihen: Die Abflüsse entwickeln sich nicht in einem dem gefallenen Niederschlag entsprechenden Verhältnis. Da gleichzeitig die Verdunstung im Zeitraum 1951-2000 mit Ausnahme der letzten Dekade fallende Tendenz aufweist, müssen andere, in der Unterschiedsgröße V_{25j} miterfasste Einflüsse wirksam werden. Als hauptverantwortlich hierfür wird die Speisung des westdeutschen Kanalnetzes aus der Lippe angesehen, durch welche (ausreichende Wasserführung vorausgesetzt) mit steigender Tendenz innerhalb der Untersuchungsperiode Lippewasser in einer Größenordnung zwischen 5 – 15 m³/s abgezogen wird. Auf derartige Bewirtschaftungszusammenhänge, resultierend in einer *MQ*-Vergleichmäßiging in den Sommerhalbjahren, allerdings durch umgekehrte Einwirkung (Speisung der Lippe aus dem Kanalnetz bei Niedrigwasser), verweisen auch die Ergebnisse der Variabilitätsanalyse.

Die Kennwertserien der ***NQ***-Extreme (***NM7Q*** und ***NM21Q***) offenbaren durchweg Anstieg, und dies - außer in der Wintersaison - überwiegend trendgesichert auf einen Signifikanzniveau von 95%. Die durchschnittlichen Aufhöhungen sind am stärksten bei der ***NM7Q***-Serie mit Jahresbezug und liegen bei + 1,78% p.a.. Die trendbehafteten Serien treten stets vergesellschaftet mit Bruchpunkten (vornehmlich gelegen in der zweiten Hälfte der 60er Jahre) auf.
Im niedrigwasserrelevanten Sommerhalbjahr stehen die steigenden Niedrigwasserabflüsse im Gegensatz zu den tendenziell fallenden Niederschlagssummen. Von entscheidender Bedeutung sind hier offenbar die vielgestaltigen anthropogen Einflüsse (vgl. Kap. 2). Noch vor der Talsperrenbewirtschaftung ist als markantester Eingriff dabei die Lippeanreicherung ab 1968 zu werten, deren Folgen sich sowohl in den häufigen 1967/68er Bruchpunkten in den Datenreihen als auch im Trendverhalten der Datenreihen sehr gut zeigen.
HQ-Scheitelstatistik (= ***HQ)*** zeigen mit Ausnahme der ***HQ***-Winterhalbjahresserie nur tendenzielle, ungesicherte Analyseaussagen. Dies, vor allem auch die Berechnungsergebnisse der HQ-Winterserie mit einem auf 80% signifikanten Anstiegstrend (durchschnittlich + 0,65 % p.a.), der zudem mit einem Bruchpunkt in 1977/78 vergesellschaftet ist, korrespondiert sehr gut mit dem Niederschlagsverhalten im Lippegebiet. Darüber hinausgehend ist ein anthropogener Einfluss auf *HQ*–Extreme nicht nachzuweisen.

Pegel Haltern / Lippe (1951 - 2000)

Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

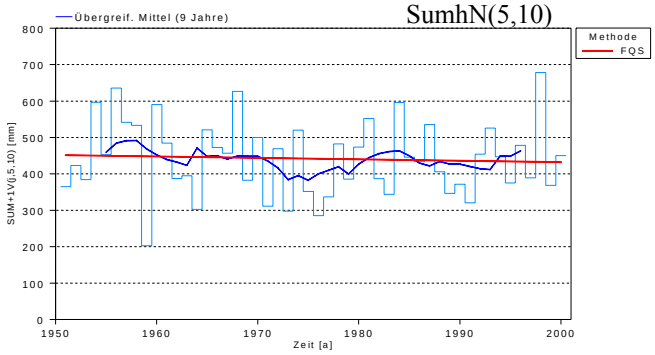
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

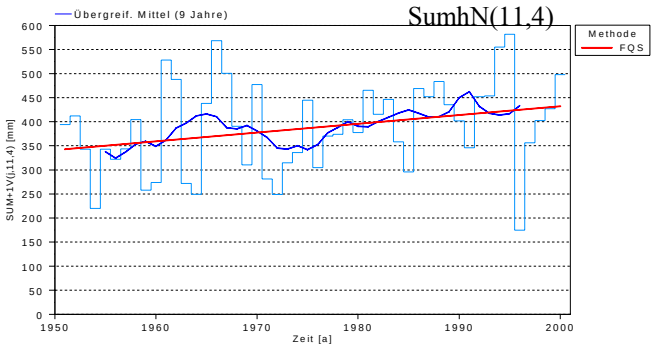
Trend fallend (80% Signifikanz)

Haltern 1951-2000

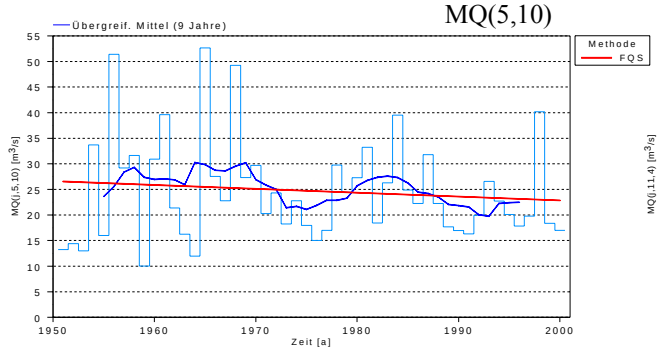
SumhN(5,10)



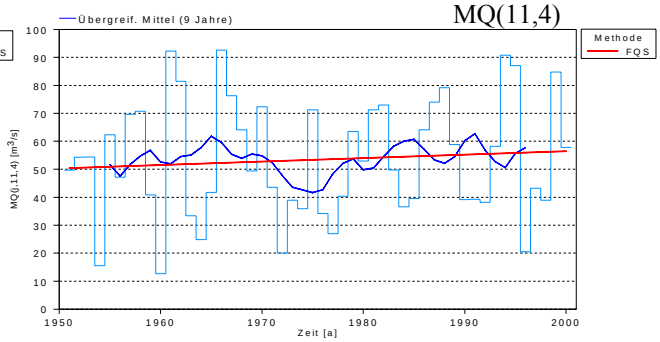
SumhN(11,4)



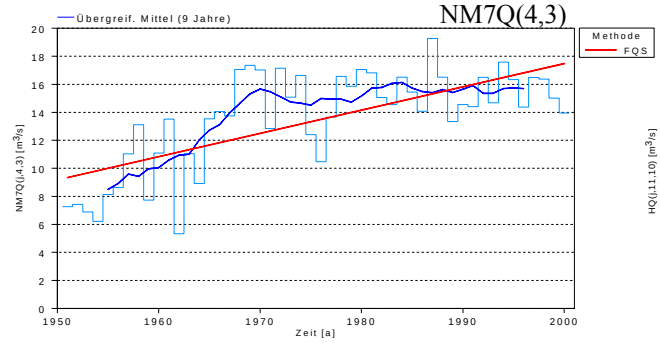
MQ(5,10)



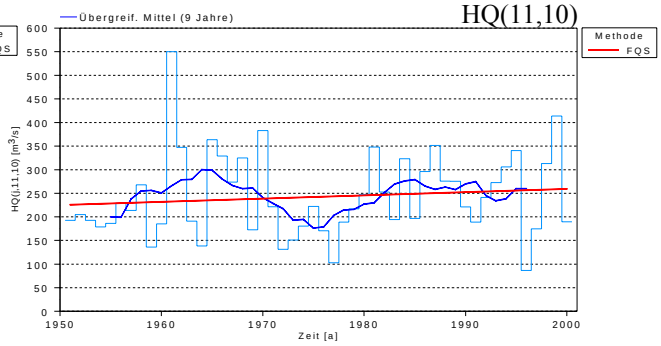
MQ(11,4)



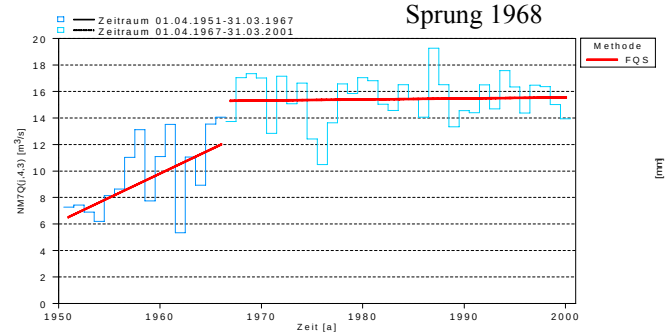
NM7Q(4,3)



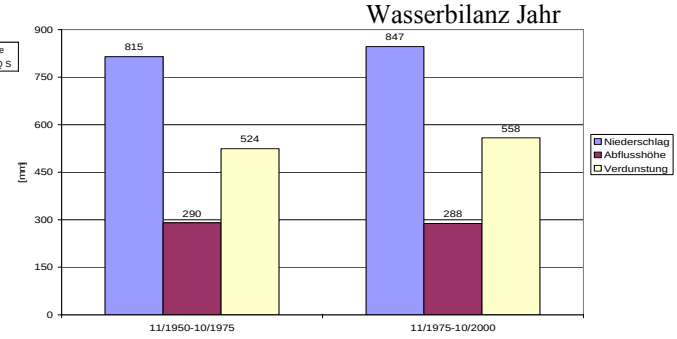
HQ(11,10)



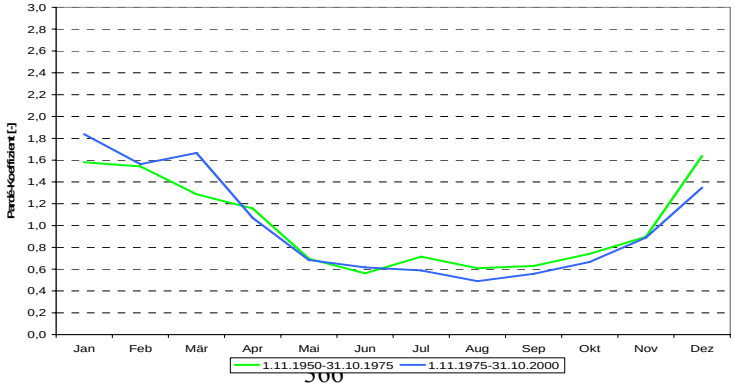
NM7Q
Sprung 1968



Wasserbilanz Jahr



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Rees/Rhein

HENDRIK BUITEVELD, RITA LAMMERSEN

Etwa am Pegel Köln beginnt der Niederrhein. Hier sind vor allem die Nebenflüsse Erft, Ruhr und Lippe mit Einzugsgebieten von ca. 1600 km^2, 4500 km^2, bzw. 4600 km^2 von Bedeutung. Typisch für diese und viele andere Nebenflüsse dieses Rheinabschnittes ist, dass ihr Abfluss anthropogen sehr stark beeinflusst ist. Gegenüber dem Mittelrhein mit seinem engen Tal und einem mittleren Gefälle von rund 0,22 ‰ nimmt das Gefälle am Niederrhein allmählich auf Werte um 0,12‰ ab. Auch wird das Tal sehr breit und der Fluss kann sich bei Hochwasser auf eine größere Fläche ausbreiten. Ab Köln sorgt eine durchgezogene Deichlinie heute dafür, dass Hochwasserschäden im Normalfall vermieden werden. Dennoch nimmt die dem Fluss zur Verfügung stehende Überschwemmungsfläche im unteren Abschnitt des Niederrheins deutlich zu. Dies führt dazu, dass Hochwasserwellen ab ca. 8000 m^3/sec abgeflacht werden.

Pegelname / Bezugszeitraum	Rees / (1901-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	837,4
Pegel-Höhe (NN +....m)	8,73
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	158.981
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	969
NM7Q [m³/s]	597
MQ [m³/s]	2260
HQ [m³/s]	12200
Abflussregime-Typ [4])	Regen-Schnee-Regime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Die Gebietsniederschläge im Rheineinzugsgebiet bezogen auf den Pegel Rees zeigen einen gut gesicherten starken Trend für das Jahr und für das Winterhalbjahr. Auch die maximalen Monatsniederschläge auf Jahresbasis und auf Winterhalbjahresbasis zeigen einen gut gesicherten zunehmenden Trend. Das Niederschlagsregime ist fast identisch mit dem des Pegels Köln.

Der mittlere Abfluss bezogen auf das Jahr und auf das Winterhalbjahr hat für den Pegel Rees einen zunehmenden Trend. Hervorgerufen werden diese Trends vor allem durch einen zunehmenden Trend der mittleren Abflüsse in den Monaten Februar und Dezember.

Das Abflussregime nach Pardé hat sich am Pegel Rees im Vergleich zu den Pegeln Andernach und Köln nicht verändert und ist wie diese dem Regen-Schnee-Regime zuzuordnen. Auch hier ist das primäre Maximum im Winter in erster Linie verursacht durch Regen und das sekundäre Maximum im Juni durch die Schneeschmelze. Das Minimum liegt in September/Oktober. Ebenso wie an den Pegeln Andernach und Köln sind die drei ersten Perioden global gesehen gleich. In der letzten Periode (1976-2000) ist das Hauptmaximum deutlich

höher, das Sommerminimum tritt eher auf und ist darüber hinaus ausgeprägter als in Andernach und Köln.

Bezüglich der Niedrigwasserverhältnisse zeigen die Kennwerte NM7Q und NM21Q jetzt nur noch für die Winterhalbjahreszeiträume zunehmende Trends.

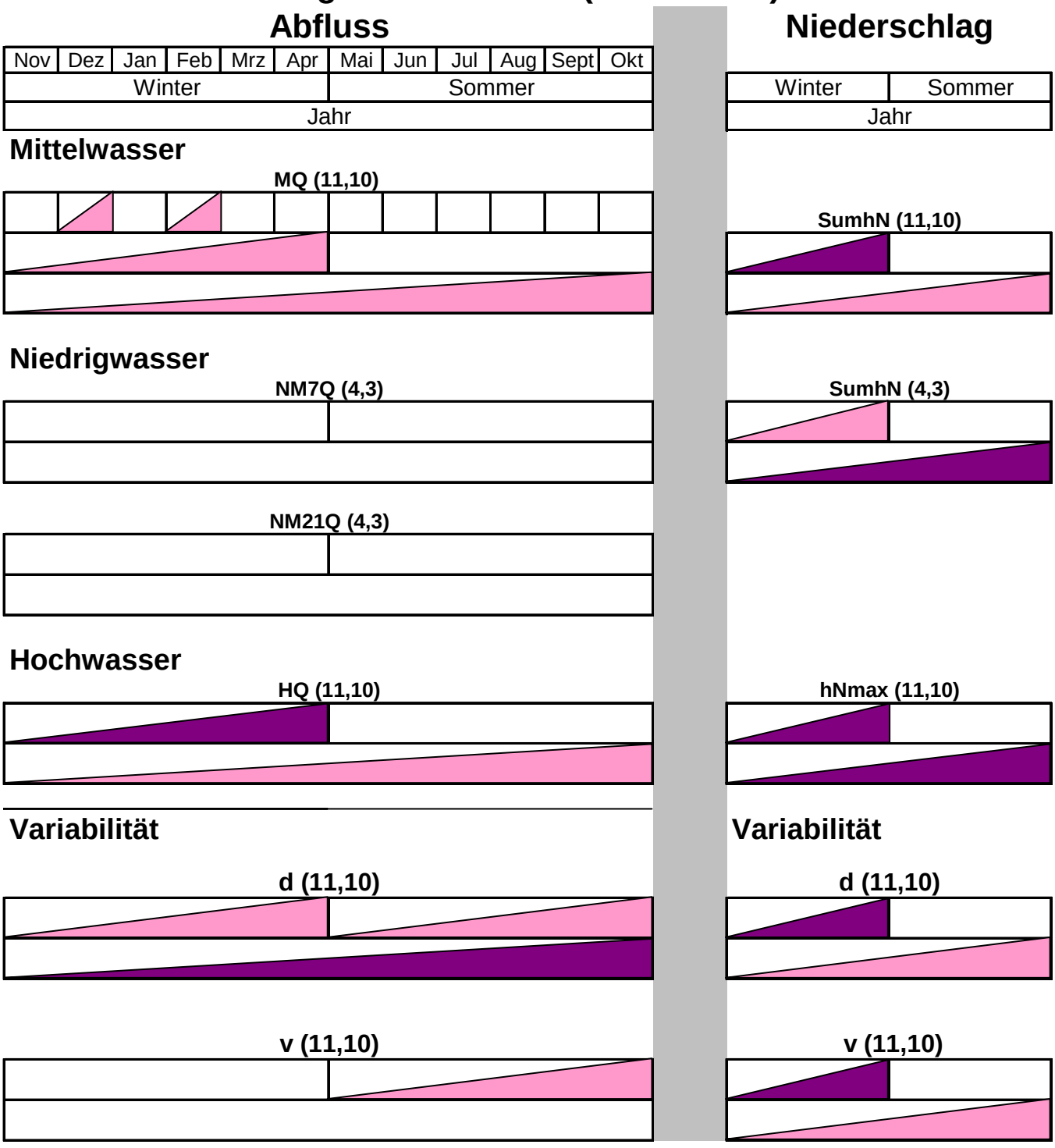
Die Hochwasserscheitelwerte (HQ) bezogen auf das Winterhalb- und Gesamtjahr haben einen zunehmenden Trend im Falle des Winters sogar gut gesichert. Im Sommerhalbjahr gibt es eine zunehmende Tendenz.

Die Hochwasserfüllen sind noch gleichmäßiger als in Andernach und Köln über den gesamten Zeitraum 1901 bis 2000 verteilt. Lediglich bei den Sommerhochwassern ist wie bereits bei Andernach und Köln eine etwas größere Häufung in den 1920er/1930er Jahren sowie in den 1960er und 1980er Jahren zu beobachten. Augenfällig sind auch die höheren Füllen der Sommerhochwasser in den 1960er Jahren im Vergleich zu den 1980er Jahren.

Insgesamt zeigt der Vergleich der statistischen Ergebnisse für den Pegel Rees mit denen der Pegel Andernach und Köln, dass die Signifikanz aller beobachteten Trends stromabwärts abnimmt. Ursache hierfür könnte in den folgenden Faktoren sowie in einer Kombination von diesen liegen:

a. Die z.T. stark beeinflussten Einzugsgebiete der Rheinnebenflüsse zwischen Köln und Rees weisen eine andere Charakteristik auf als der Rhein. Diese stört das charakteristische Bild im Rhein (Trends etc. und deren Signifikanz), können diese aber nicht total ändern.
b. Durch die größer werdenden Vorländer werden die (Hochwasser-) Wellen gedämpft
c. Durch Erosion sind die Wasserstand-Abfluss Beziehungen von Rees und Lobith weniger „stabil“ als die von Köln und Andernach.

Pegel Rees / Rhein (1901 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

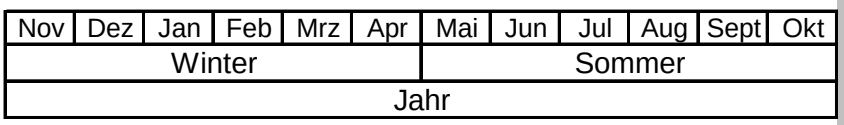
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

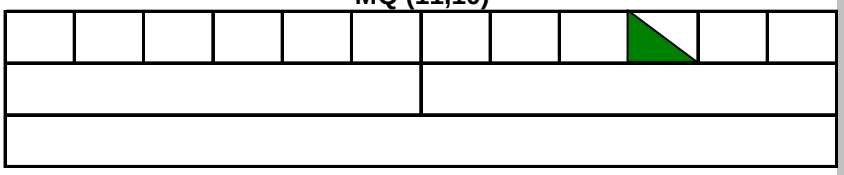
Pegel Rees / Rhein (1951 - 2000)

Abfluss



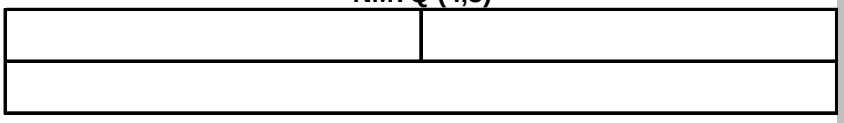
Mittelwasser

MQ (11,10)

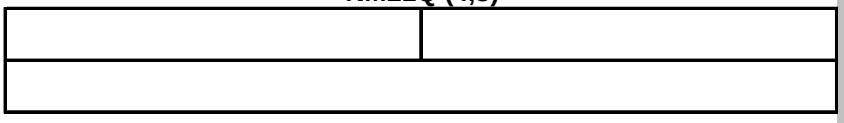


Niedrigwasser

NM7Q (4,3)

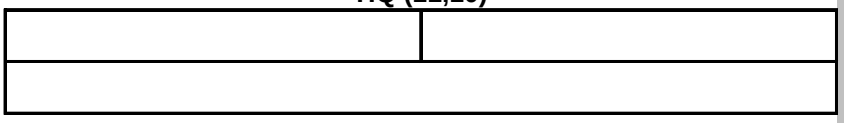


NM21Q (4,3)



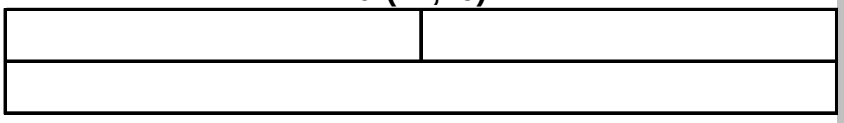
Hochwasser

HQ (11,10)

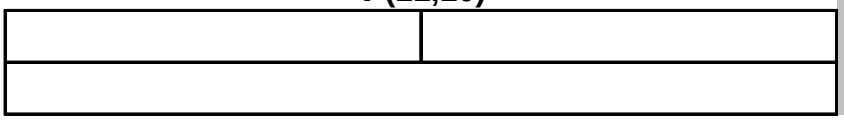


Variabilität

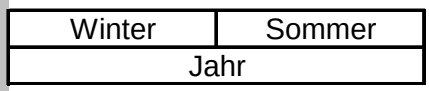
d (11,10)



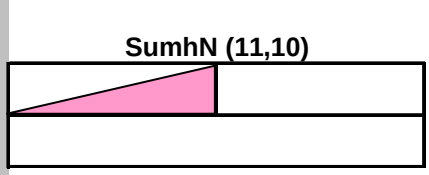
v (11,10)



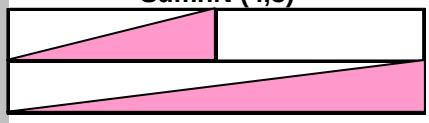
Niederschlag



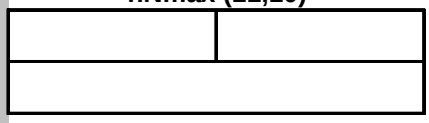
SumhN (11,10)



SumhN (4,3)

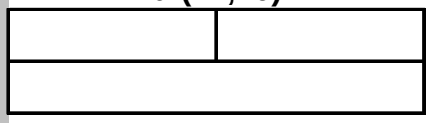


hNmax (11,10)

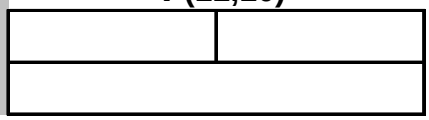


Variabilität

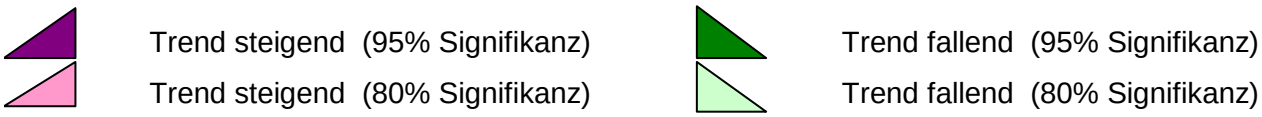
d (11,10)



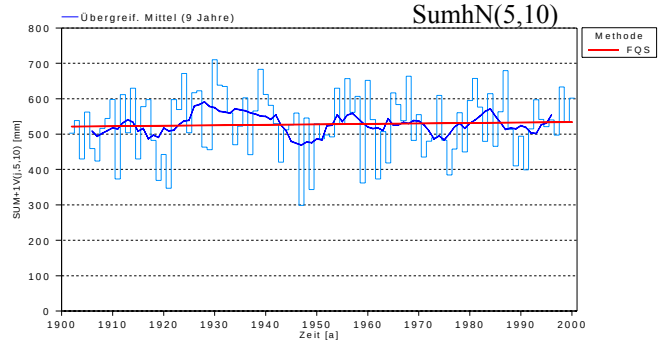
v (11,10)

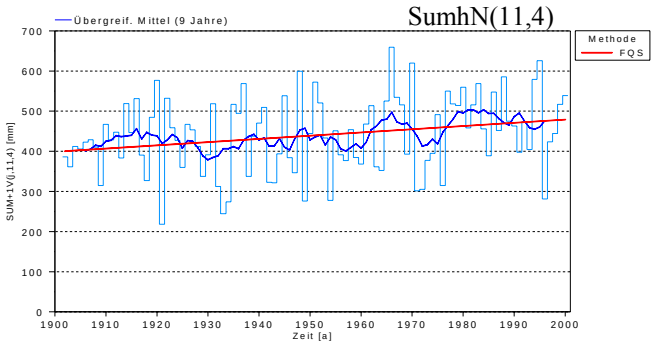


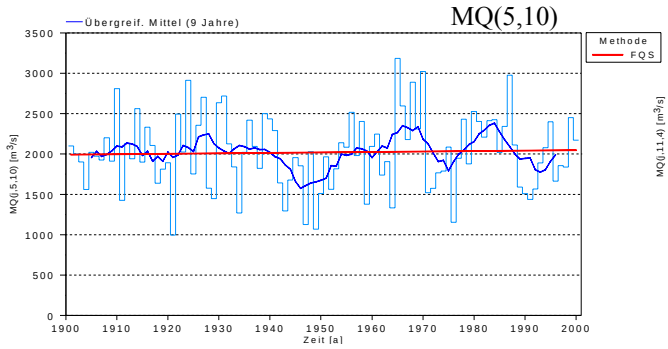
Zeichenerklärung

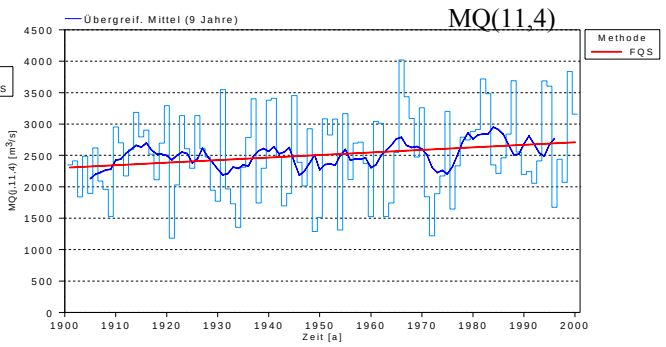

Trend steigend (95% Signifikanz)
Trend steigend (80% Signifikanz)
Trend fallend (95% Signifikanz)
Trend fallend (80% Signifikanz)

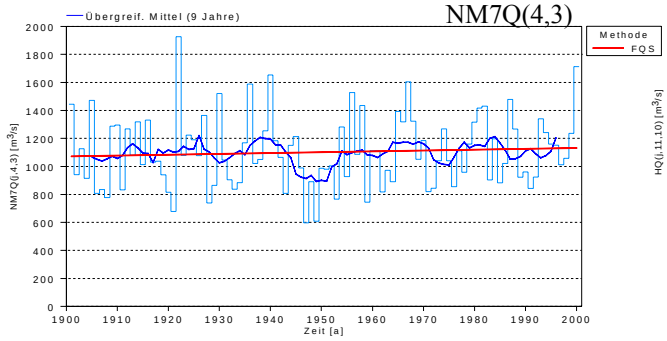
Rees 1901-2000

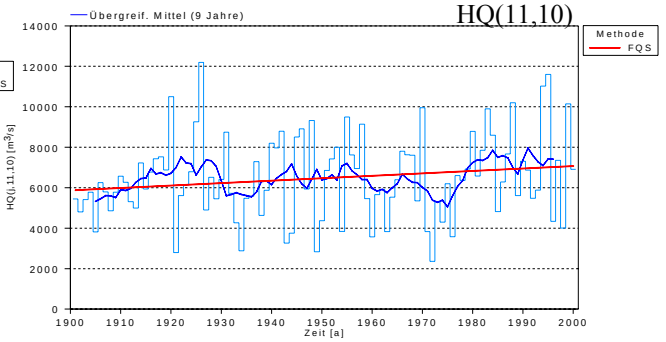


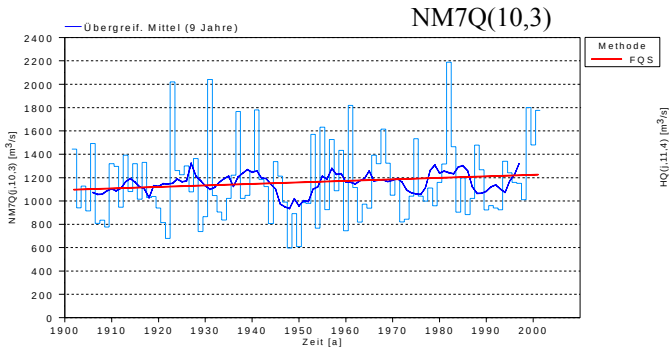


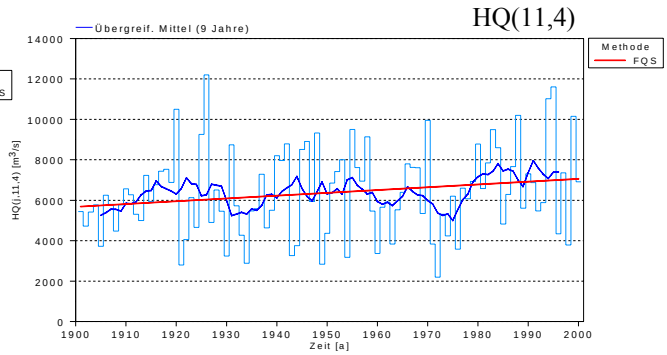




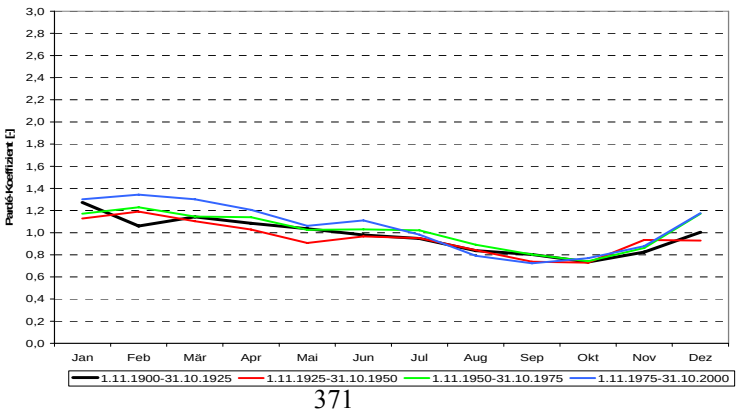






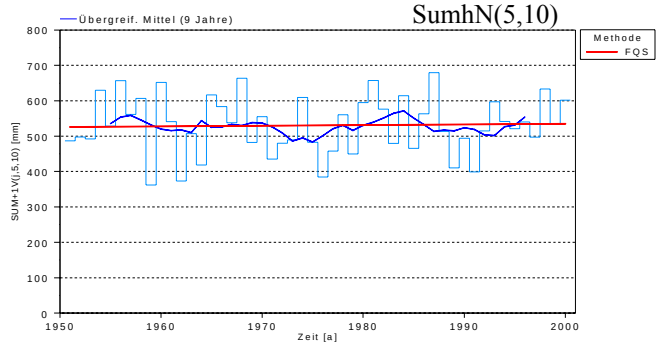


mMQ: Saisonalität nach Parde

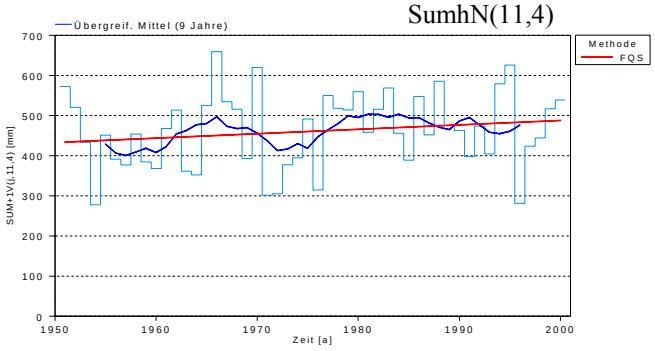


Rees 1951-2000

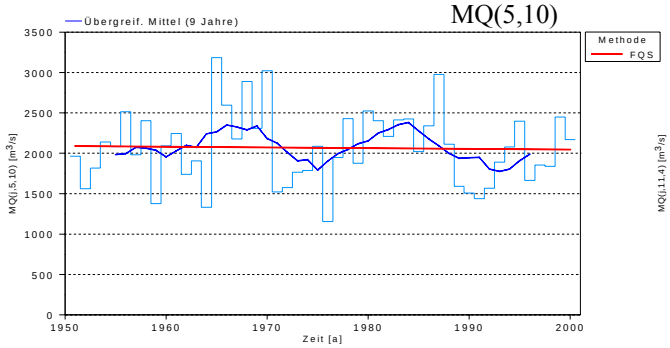
SumhN(5,10)



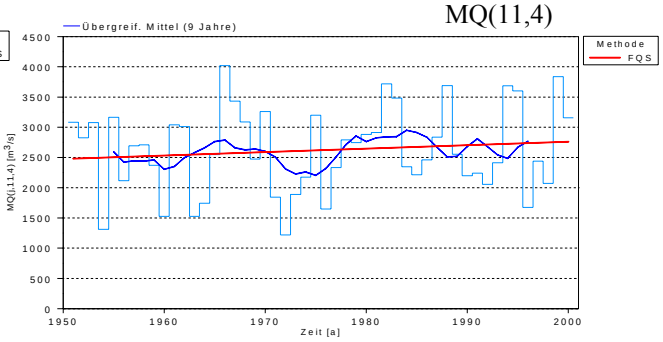
SumhN(11,4)



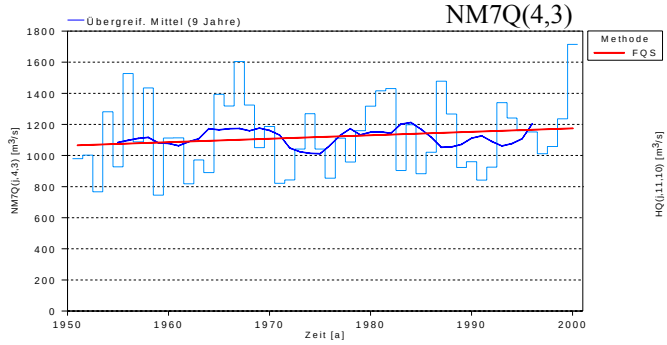
MQ(5,10)



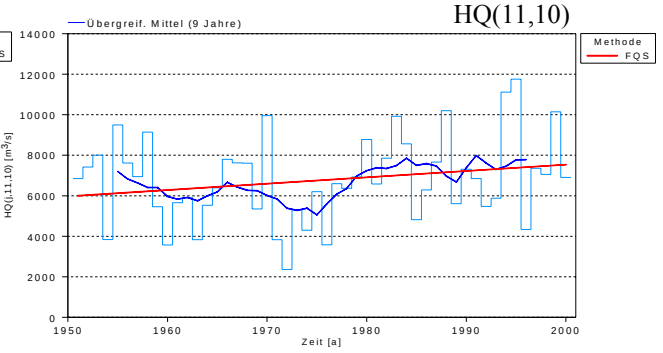
MQ(11,4)



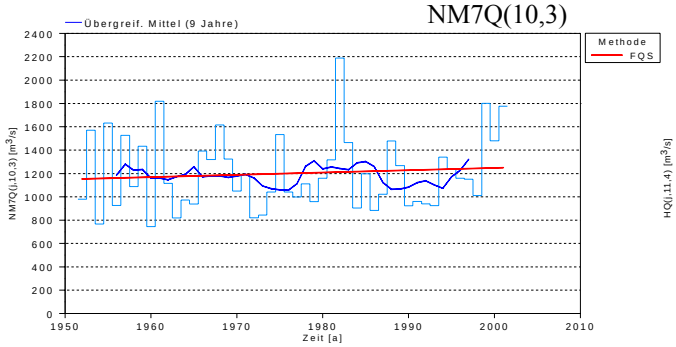
NM7Q(4,3)



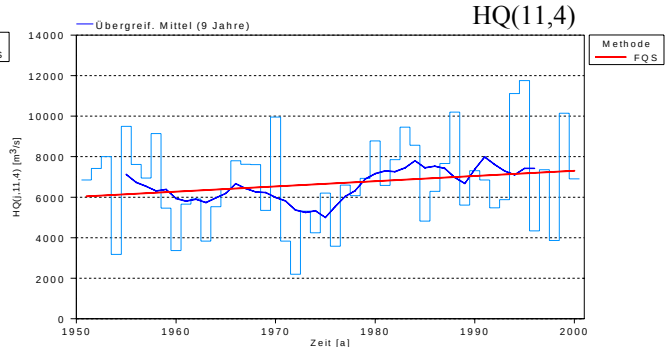
HQ(11,10)



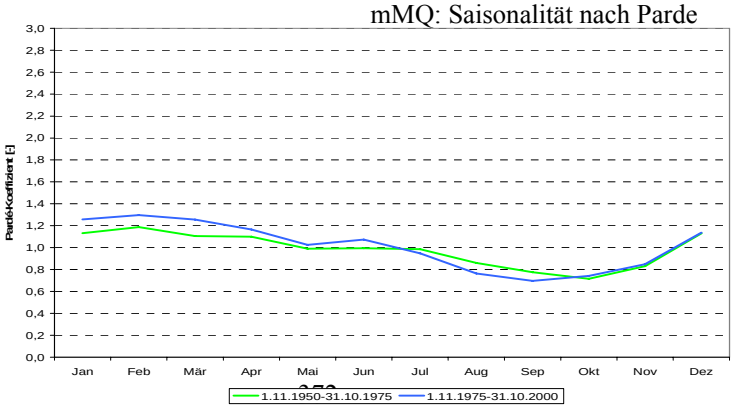
NM7Q(10,3)



HQ(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



Zusammenfassung Lobith/Rhein

HENDRIK BUITEVELD, RITA LAMMERSEN

Zwischen den Pegeln Lobith und Rees hat die Einzugsgebietgröße nur wenig zugenommen. Die Kennwerte sollten daher auch keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Pegeln Rees und Lobith aufweisen. Der Pegel Lobith befindet sich, wie auch der Pegel Rees, in einer Erosionsstrecke des Rheins. Seit 1900 hat sich die Sohle bei Lobith um etwa 180 cm eingetieft. Dadurch hat sich auch die Wasserstands-Abfluss-Beziehung (Abflusskurve) mehrfach geändert. Heute ist der Wasserstand bei Lobith vor allem bei Abflüssen bis 2.500 m^3/s auch beeinflusst durch das ca. 30 km stromabwärts liegende Wehr Driel im Nederrijn. Dieses Wehr wurde in 1969 fertig gestellt und regelt heute die Abflussverteilung auf die Rheinzweige bei niedrigen und mittleren Abflüssen.

Pegelname / Bezugszeitraum	Lobith / (1901-2000)
Fluss	Rhein
Fluss-km [1])	862,2
Pegel-Höhe (NN +....m)	NAP+13 mm
Größe des oberirdischen Einzugsgebietes [km²]	159.359
Vergletscherungsanteil im AEo [2]) [%]	0
hNsum (Jahr) [3]) [mm]	968
NM7Q [m³/s]	624
MQ [m³/s]	2220
HQ [m³/s]	13000
Abflussregime-Typ [4])	Regen-Schnee-Regime

[1]) ggf. Entfernung von der Mündung
[2]) nur im südlichen Einzugsgebiet bis Basel
[3]) Mittel des Jahreswerte der Untersuchungsperiode
[4]) Typeneinteilung nach Pardé

Die Gebietsniederschläge im Rheineinzugsgebiet bezogen auf den Pegel Lobith zeigen einen gut gesicherten zunehmenden Trend für das Jahr und für das Winterhalbjahr. Auch die maximalen Monatsniederschläge auf Jahresbasis und auf Winterhalbjahresbasis zeigen einen gut gesicherten zunehmenden Trend. Das Niederschlagsregime ist fast identisch mit dem des Pegels Rees.

Der mittlere Abfluss bezogen auf das Jahr und auf das Winterhalbjahr hat für den Pegel Lobith eine zunehmende Tendenz. Hervorgerufen wird diese Tendenz vor allem durch einen zunehmenden Trend der mittleren Abflüsse im Monat Februar. Im Vergleich zu den Pegeln Andernach und Köln gibt es eine Abnahme der Signifikanzen.

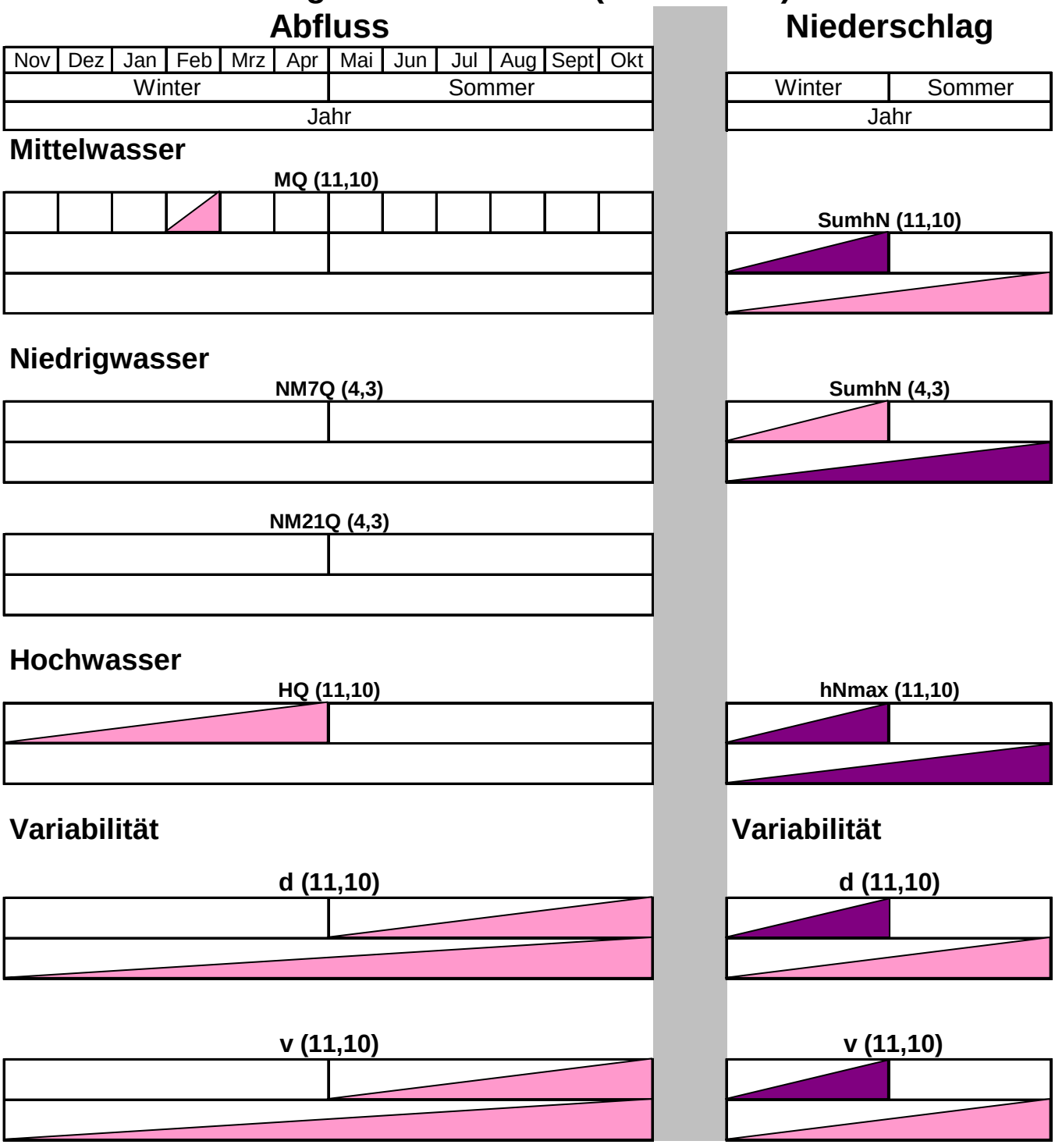
Das Abflussregime nach Pardé hat sich am Pegel Lobith im Vergleich zu den Pegeln Andernach, Köln und Rees nicht verändert und ist wie diese dem Regen-Schnee-Regime zuzuordnen. Auch hier ist das primäre Maximum im Winter in erster Linie verursacht durch Regen und das sekundäre Maximum im Juni durch die Schneeschmelze. Das Minimum liegt in September/Oktober. Ebenso wie am Pegel Andernach sind die drei ersten Perioden global gesehen gleich. In der letzten Periode (1976-2000) ist das Hauptmaximum deutlich höher, das Sommerminimum tritt eher auf und ist darüber hinaus ausgeprägter als in Andernach.

Bezüglich der Niedrigwasserverhältnisse zeigen die Kennwerte NM7Q und NM21Q für die Jahres- und Winterhalbjahreszeiträume nur noch zunehmende Tendenzen.

Die Hochwasserscheitelwerte (HQ) bezogen auf das Winterhalbjahr haben einen zunehmenden Trend.
Die Hochwasserfüllen sind wie in Rees noch gleichmäßiger als in Andernach und Köln über den gesamten Zeitraum 1901 bis 2000 verteilt. Lediglich bei den Sommerhochwassern ist wie bereits bei den anderen Pegeln am Niederrhein eine etwas größere Häufung in den 1920er/1930er Jahren sowie in den 1960er und 1980er Jahren zu beobachten. Augenfällig sind wie bei Rees die höheren Füllen der Sommerhochwasser in den 1960er Jahren im Vergleich zu den 1980er Jahren.

Stärker als beim Pegel Rees gibt es im Vergleich zu den Pegeln Andernach und Köln weniger abgesicherte Trends. Mögliche Gründe sind schon beim Pegel Rees aufgelistet.

Pegel Lobith / Rhein (1901 - 2000)



Zeichenerklärung

Trend steigend (95% Signifikanz)

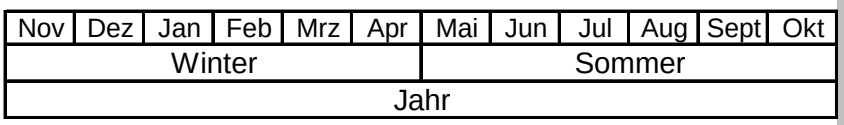
Trend steigend (80% Signifikanz)

Trend fallend (95% Signifikanz)

Trend fallend (80% Signifikanz)

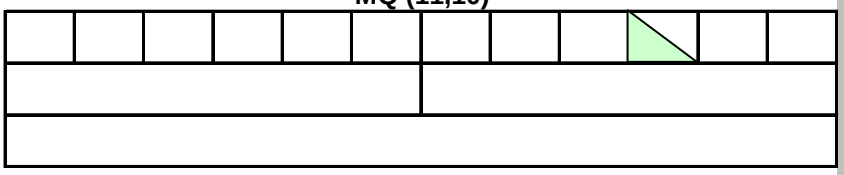
Pegel Lobith / Rhein (1951 - 2000)

Abfluss



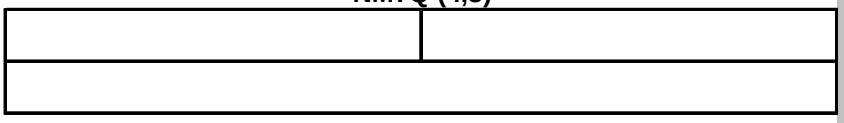
Mittelwasser

MQ (11,10)

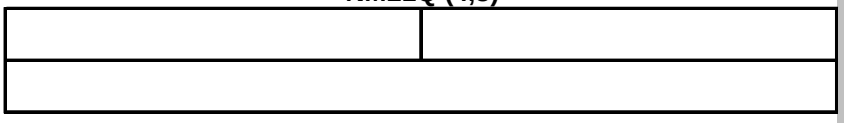


Niedrigwasser

NM7Q (4,3)

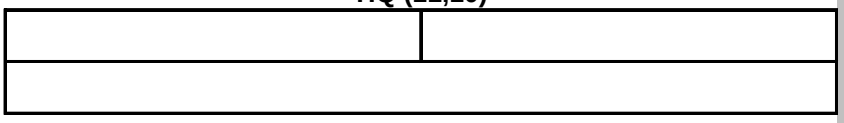


NM21Q (4,3)



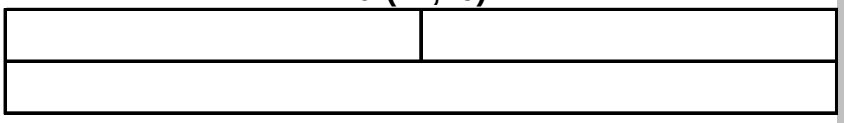
Hochwasser

HQ (11,10)

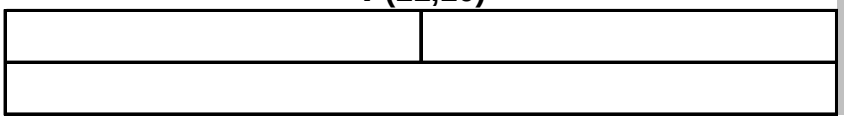


Variabilität

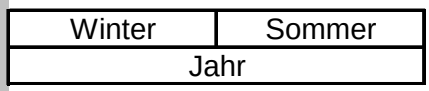
d (11,10)



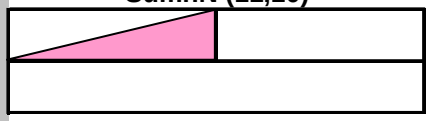
v (11,10)



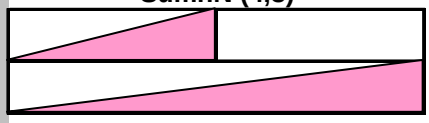
Niederschlag



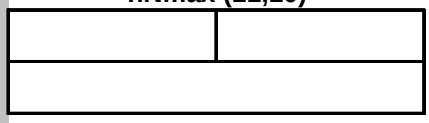
SumhN (11,10)



SumhN (4,3)

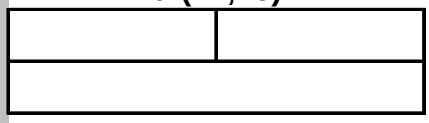


hNmax (11,10)

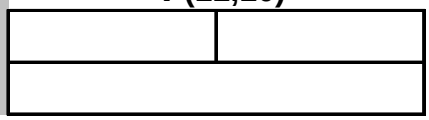


Variabilität

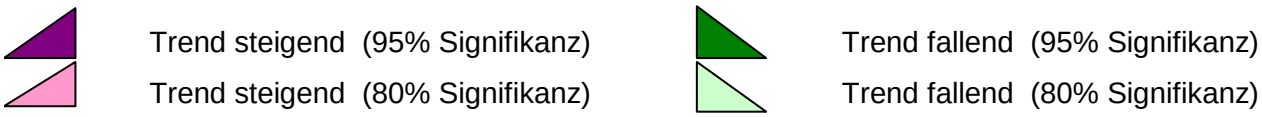
d (11,10)



v (11,10)

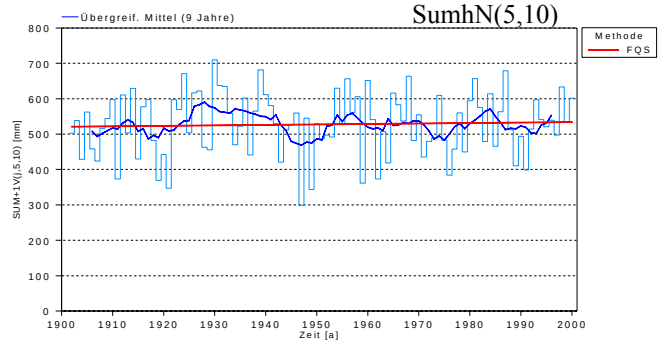


Zeichenerklärung

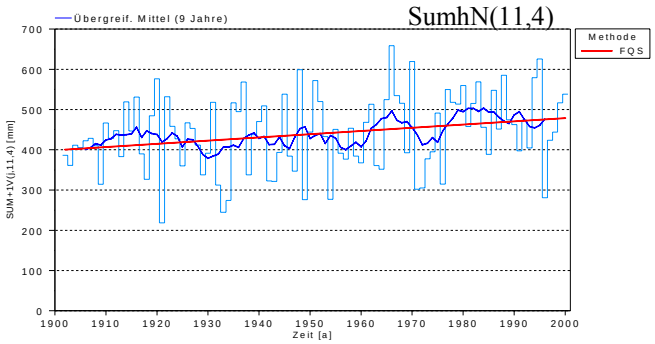

Trend steigend (95% Signifikanz)
Trend steigend (80% Signifikanz)
Trend fallend (95% Signifikanz)
Trend fallend (80% Signifikanz)

Lobith 1901-2000

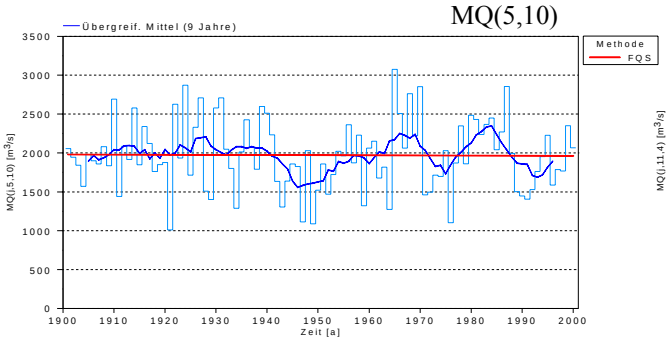
SumhN(5,10)



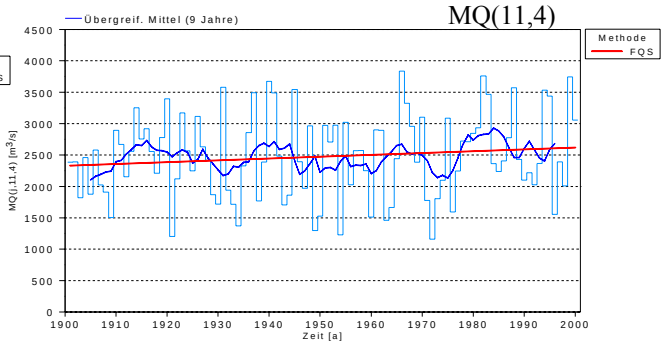
SumhN(11,4)



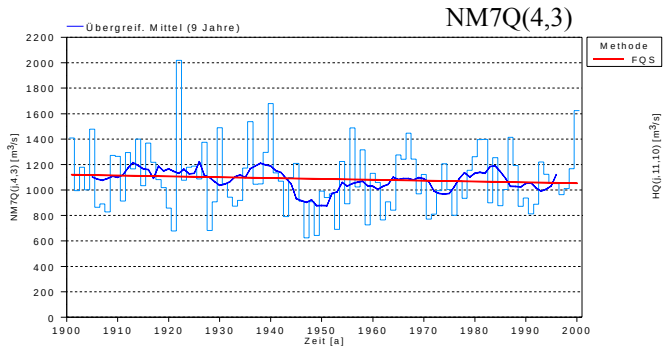
MQ(5,10)



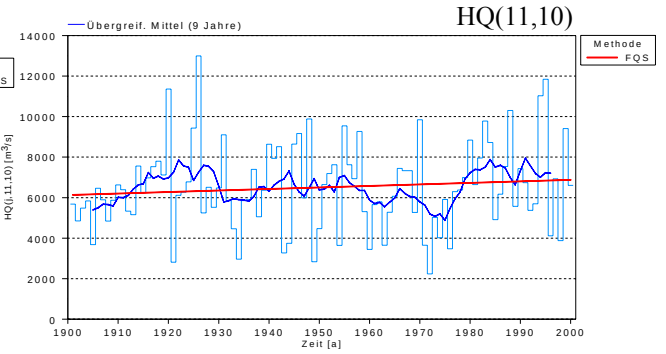
MQ(11,4)



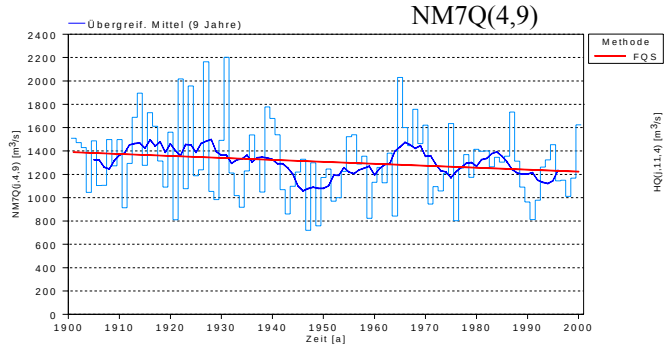
NM7Q(4,3)



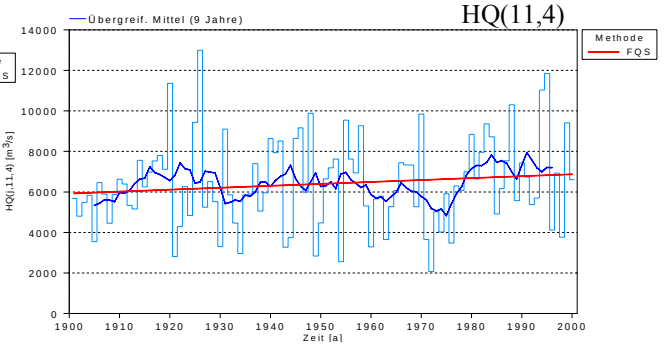
HQ(11,10)



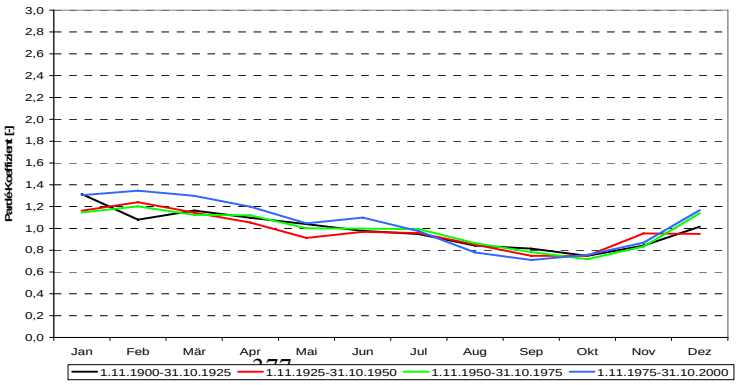
NM7Q(4,9)



HQ(11,4)

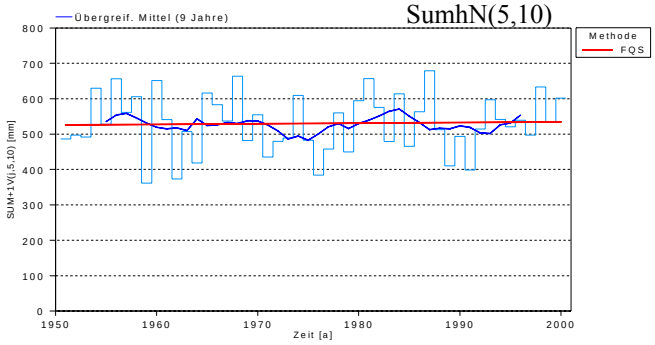


mMQ: Saisonalität nach Parde

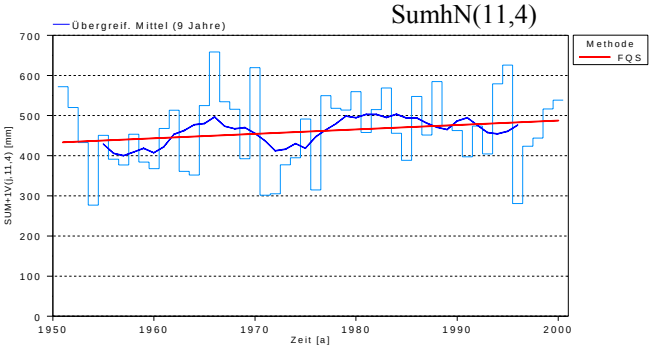


Lobith 1951-2000

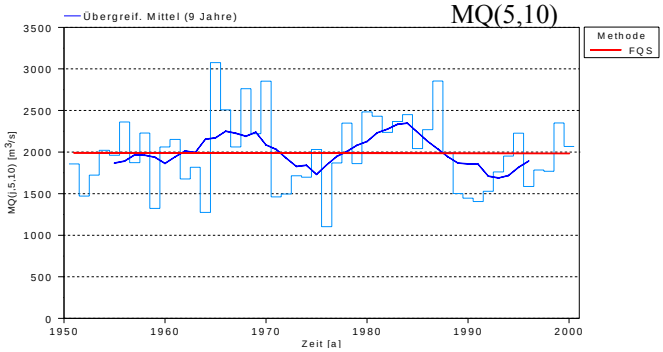
SumhN(5,10)



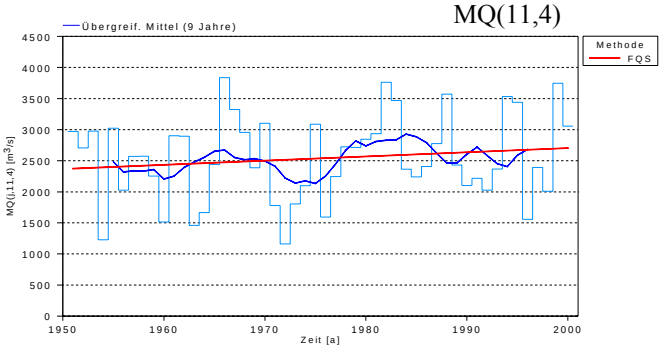
SumhN(11,4)



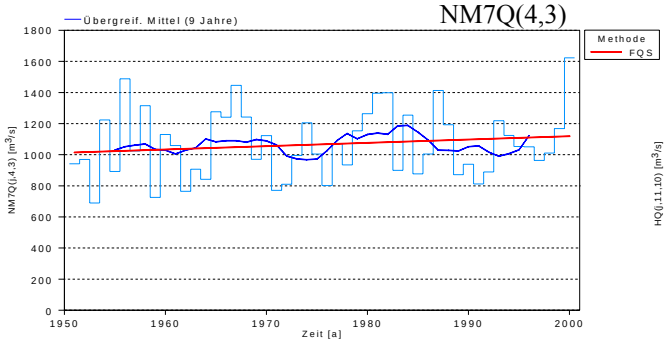
MQ(5,10)



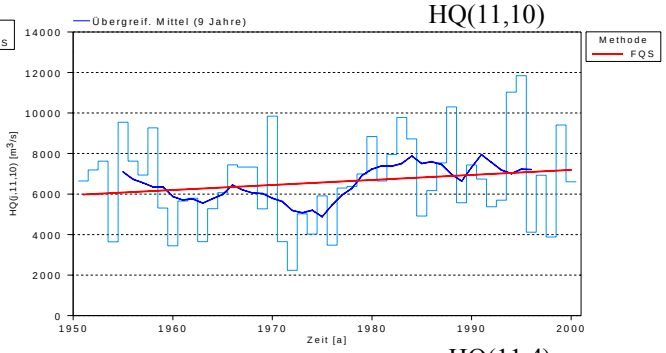
MQ(11,4)



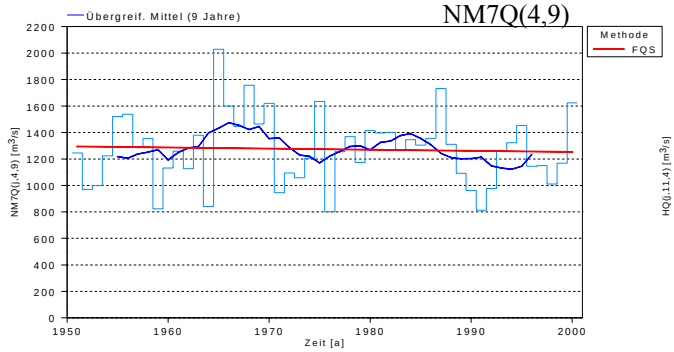
NM7Q(4,3)



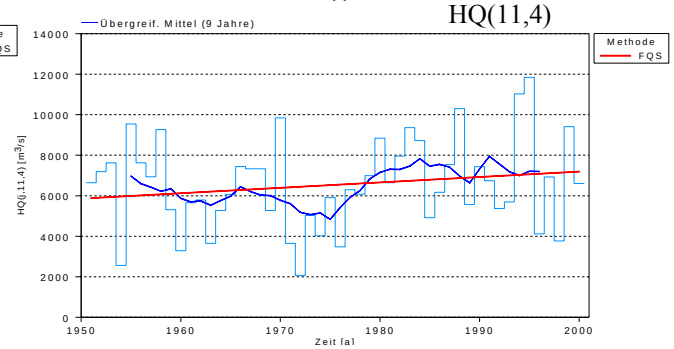
HQ(11,10)



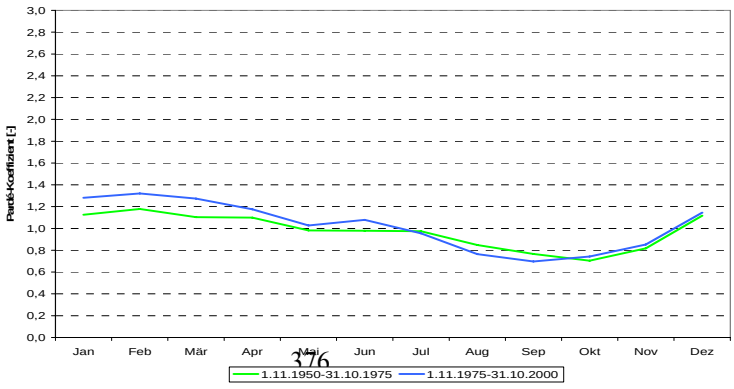
NM7Q(4,9)



HQ(11,4)



mMQ: Saisonalität nach Parde



KOLOPHON

Publikation der KHR
Sekretariat, Postfach 17
8200 AA, Lelystad
Niederlande

Email: info@chr.khr.org
Website: www.chr-khr.org

Drucker:
Drukkerij Roos en Roos, Arnhem

ISBN: 978-90-70980-33-7